

"Die Gneise des Erzgebirges – hochmetamorphe Äquivalente von
neoproterozoisch – frühpaläozoischen Grauwacken und Granitoiden der
Cadomiden"

Von der Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau
der TU Bergakademie Freiberg

genehmigte
Habilitationsschrift

zur Erlangung des akademischen Grades

doctor rerum naturalium habilitatus
(Dr. rer. nat. habil.)

vorgelegt

von Dr. rer. nat. Marion Tichomirowa

geboren am 28.02.1959 in Seelow

eingereicht am 03.10.2001

Gutachter: Prof. L. Ratschbacher (Freiberg)
Prof. M. Okrusch (Würzburg)
Prof. A.W. Hofmann (Mainz)

Tag der Verleihung: 11.06.2002

Inhalt	Seite
Vorwort	3
1 Einleitung und Zielstellung	5
2 Die Erzgebirgsantiklinalzone – geologischer Rahmen und Kenntnisstand	7
3 Methodik	15
3.1 Geochemie	16
3.2 Isotopengeochemie	16
3.3 Zirkonmorphologie und Internbau	17
3.4 Zirkondatierung	18
4 Gneise des Erzgebirges	21
4.1 Untere Graugneise	22
4.1.1 Geologie	22
4.1.2 Petrographie	24
4.1.3 Geochemie	25
4.1.4 Isotopengeochemie	28
4.1.5 Zirkonmorphologie und Internbau	30
4.1.6 Zirkondatierung	32
4.1.7 Genese der Unteren Graugneise	37
4.2 Obere Graugneise	39
4.2.1 Geologie	39
4.2.2 Petrographie	41
4.2.3 Geochemie	43
4.2.4 Isotopengeochemie	48
4.2.5 Zirkonmorphologie und Internbau	49
4.2.6 Zirkondatierung	55
4.2.7 Genese der Oberen Graugneise	61
4.2.8 Zur genetischen Beziehung der Unteren und Oberen Graugneise	62
4.3 Rotgneise	64
4.3.1 Geologie	64
4.3.2 Petrographie	68
4.3.3 Geochemie	69
4.3.4 Isotopengeochemie	74
4.3.5 Zirkonmorphologie und Internbau	76
4.3.6 Zirkondatierung	81
4.3.7 Genese der Rotgneise	86
4.4 Konsequenzen zur genetischen Gliederung der Gneiseinheiten des Erzgebirges	88
4.4.1 Genetische Klassifizierung der Edukte der Erzgebirgsgneise	88
4.4.2 Genetische Zuordnung der Mischgneise	90
4.4.3 Konsequenzen für das tektonostratigraphische Deckenmodell	91

5 Basement und frühpaläozoische Entwicklung des Saxothuringikums als Bestandteil Cadomias	93
5.1 Cadomia und das Saxothuringische Terrane	94
5.2 Neue Ergebnisse von Grauwacken und Magmatiten des Saxothuringischen Terranes	98
5.2.1 Cadomisches Basement	98
5.2.1.1 Grauwacken	98
5.2.1.1.1 Lausitzer Antiklinalzone	98
5.2.1.1.2 Schwarzburger Sattel	102
5.2.1.1.3 Elbe-Zone	103
5.2.1.2 Cadomische Granite und Granodiorite	105
5.2.1.2.1 Lausitzer Antiklinalzone	105
5.2.1.2.2 Schwarzburger Sattel	117
5.2.1.2.3 Elbe-Zone	118
5.2.2 Ordovizische Magmatite	118
5.2.2.1 Lausitzer Antiklinalzone	118
5.2.2.2 Schwarzburger Sattel	120
5.2.2.3 Elbe-Zone	120
5.2.3 Neoproterozisch – frühpaläozoische magmatische Zeitmarken des Saxothuringikums	121
5.3 Vergleich der Entwicklung in verschiedenen Einheiten von Cadomia	125
5.3.1 Präkambrische Krustenanteile	125
5.3.1.1 Saxothuringisches Terrane	125
5.3.1.2 Cadomia	131
5.3.2 Spätcadomischer Magmatismus an der Grenze Präkambrium/Kambrium	133
5.3.2.1 Saxothuringisches Terrane	133
5.3.2.2 Cadomia	136
5.3.3 Frühpaläozoische Entwicklung	136
5.3.3.1 Saxothuringisches Terrane	136
5.3.3.2 Cadomia	140
5.3.4 Terrane-Diskussion	141
6 Schlussfolgerungen	151
Literaturverzeichnis	155
Anhang (Tabellen)	171

für Ni

VORWORT

Diese Arbeit wurde durch die langjährige Zusammenarbeit und finanzielle Unterstützung des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie mit der TU Bergakademie Freiberg (Institut für Mineralogie, Isotopengeochemisches Labor) im Rahmen mehrerer Forschungsprojekte möglich. Ich möchte den Mitarbeitern des Sächsischen Landesamtes H.-J. Berger, E.A. Koch und D. Leonhardt für die kollegiale Zusammenarbeit und Unterstützung, sowie die Sensibilisierung für das Thema der Genese der Erzgebirgsgneise danken. Dank gebührt allen Mitarbeitern des isotopengeochemischen Labors, die einen bedeutenden Anteil am Gelingen dieser Untersuchungen geleistet haben (R. Blüthig, K. Bombach, A. Braun, R. Liebscher, H. Meinhardt, S. Mühlberg). Einen wichtigen Beitrag lieferten auch die Kollegen des REM-Labors (A. Obst, U. Kempe, K. Stanek) und J. Götze am KL-Mikroskop. Weiterhin möchte ich mich bei allen Helfern bedanken, die in der einen oder anderen Weise ihren Beitrag zu dieser Arbeit leisteten (u.a. U. Barth, K. Moritz, A. Titze). Für nützliche Hinweise zum Text des Manuskripts danke ich C. Breitzkreuz und G. Grosche. Ich möchte mich bei all denen bedanken, die mir moralische Unterstützung auf diesem Weg geleistet haben. Wichtig war auch die Hilfe meiner Freunde, die mir z.B. in schwierigen Situationen bei der Betreuung meiner Kinder halfen. Besonderer Dank gilt vor allem meiner Familie i.w.S. für ihr Verständnis, die moralische und die tatkräftige Unterstützung in allen Lebenslagen.

1 EINLEITUNG UND ZIELSTELLUNG

Die Diskussion über die Genese und Altersstellung der Gneise des Erzgebirges wird seit mehr als 100 Jahren geführt. Nach einer eingehenden Kartierung der Verbandsverhältnisse folgte eine detaillierte petrographische Charakterisierung der Gneise und später auch in begrenztem Umfang deren geochemische Untersuchung und Zirkonmorphologiestudien. Trotz dieser eingehenden Charakterisierung der Gneise ist die Genese einiger Gneisvarietäten noch immer umstritten. Auch die Zuordnung bestimmter Gneisgruppen ist heute in einigen Fällen noch nicht geklärt (z.B. "Gneise unsicherer Stellung"). Unterschiedliche Vorstellungen bestehen noch immer zur Altersstellung der Gneise. Verschiedene Datierungsmethoden (K/Ar, Rb/Sr) lieferten sehr unterschiedliche und zum Teil auch gegensätzliche Alterswerte, da viele Datierungssysteme eine (oft unvollständige) Umstellung durch die metamorphe Überprägung erfuhr. Erste Zirkondatierungen erbrachten den allgemeinen Zeitrahmen der Entstehung der Gneise, bergen jedoch auch weiterhin zahlreiche Widersprüche in sich.

Ziel dieser Arbeit ist es, eine umfassende Charakterisierung der Gneise des Erzgebirges durch die gleichzeitige Anwendung verschiedenster Methoden (Geologie, Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie, Zirkonmorphologie und Internbau, Zirkondatierung) zu geben. Dabei sollen vorhandene Erkenntnisse (z.B. Geologie, Petrographie) mit modernen Untersuchungsmethoden (z.B. Zirkondatierung und Zirkoninternbau) kombiniert werden. Auf dieser Grundlage wird die Genese der Gneise neu diskutiert und eine neue Unterteilung der Gneise vorgeschlagen werden, die es erlaubt, auch strittige Gneistypen in dieses Geneseschema einzuordnen.

In den letzten Jahren wurden im Rahmen mehrerer Forschungsprojekte umfangreiche Zirkondatierungen in angrenzenden saxothuringischen Einheiten unter Beteiligung der Autorin durchgeführt. Ein Vergleich der magmatischen Zeitmarken des cadomischen Basements und des Frühpaläozoikums des Erzgebirges soll es ermöglichen, Aussagen zu Ähnlichkeiten bzw. Unterschieden der magmatischen Entwicklung innerhalb des Saxothuringikums zu erkennen. Die tektono-magmatische Entwicklung der saxothuringischen Einheiten während des Neoproterozoikums - Frühpaläozoikums wird abschließend mit der Entwicklung weiterer Einheiten des cadomischen Orogengürtels (z.B. Armorikanisches Massiv, Zentral-Iberisches Massiv, Böhmisches Massiv) verglichen.

2 DIE ERZGEBIRGSANTIKLINALZONE – GEOLOGISCHER RAHMEN UND KENNNTNISSTAND

Das Erzgebirge ist Teilstruktur der Fichtelgebirgs-Erzgebirgischen Antiklinalzone im Sinne von PIETZSCH (1962). Es wird im SW durch das NW-SE streichende Eibenstock-Kirchberger Granitmassiv und im NE durch die Mittelsächsische Überschiebung abgeschnitten. Im SE begrenzt der Erzgebirgsrandbruch und im NW die Erzgebirgsmulde das Gebirge.

Ein großer Teil des erzgebirgischen Schiefer- und Gneisgebietes wurde erstmals in den Jahren 1835-1845 durch NAUMANN (1844) in der "Geognostischen Charte des Königreiches Sachsen" kartographisch dargestellt. Seither ist bekannt, dass das Erzgebirgskristallin aus einem Gneiskern und einer Schieferhülle besteht. Letztere wird in eine innere Glimmerschieferhülle und eine äußere Phyllithülle unterteilt. Die zonare Anordnung der Glimmerschiefer- und Phyllithülle um den zentralen Gneiskern ergibt einen "zwiebelschaligen" Aufbau des Erzgebirges im Kartenbild (Abb. 2-1).

Der Gneiskern bildet flächenmäßig den größten Anteil des Erzgebirgskristallins. Seit MÜLLER (1850) werden die Gneise einer Zweiteilung in "Rotgneise" und "Graugneise" unterworfen, deren Abgrenzung nach geologisch-genetischen Gesichtspunkten erfolgte. Als Rotgneise werden besonders leukokrate Glieder des Kristallins bezeichnet. Zu dieser Gruppe gehören Gesteine mit sehr unterschiedlichen Strukturen. Bekannt sind größere Vorkommen ("Züge" oder "Körper") von Augengneisen (als "G", "Gn α ", "Gn γ ", "gn α ", "gn γ " kartiert), aber auch mittel- bis feinkörnige Typen. Die Muskowitplattengneise ("mgn") sind zumeist stark deformierte mittel- bis feinkörnige Rotgneise.

Für die Rotgneise wird eine magmatische Herkunft postuliert (KOSSMAT, 1916; SCHEUMANN, 1932). Diese Vorstellung beruht im wesentlichen auf erhalten gebliebenen, reliktschen Granitstrukturen in einigen Augengneiskuppeln und als kontaktmetamorphe Überprägungen gedeutete Veränderungen der Nebengesteine (z.B. Hornfelse, Knoten- und Garbenschiefer). Neben serialporphyrischen, hypabyssischen Reliktgraniten werden für einige Rotgneisvorkommen von SCHEUMANN (1932) auch Effusiva als Edukte in Betracht gezogen (z.B. die Quarzaugengneise der Saydaer Kuppel oder die Felsite der Nordweststrandzone der Freiburger Kuppel), wobei viele dieser Strukturen (z.B. die Quarzaugengneise von Sayda) jedoch auch als Reliktgranite erklärt werden können.

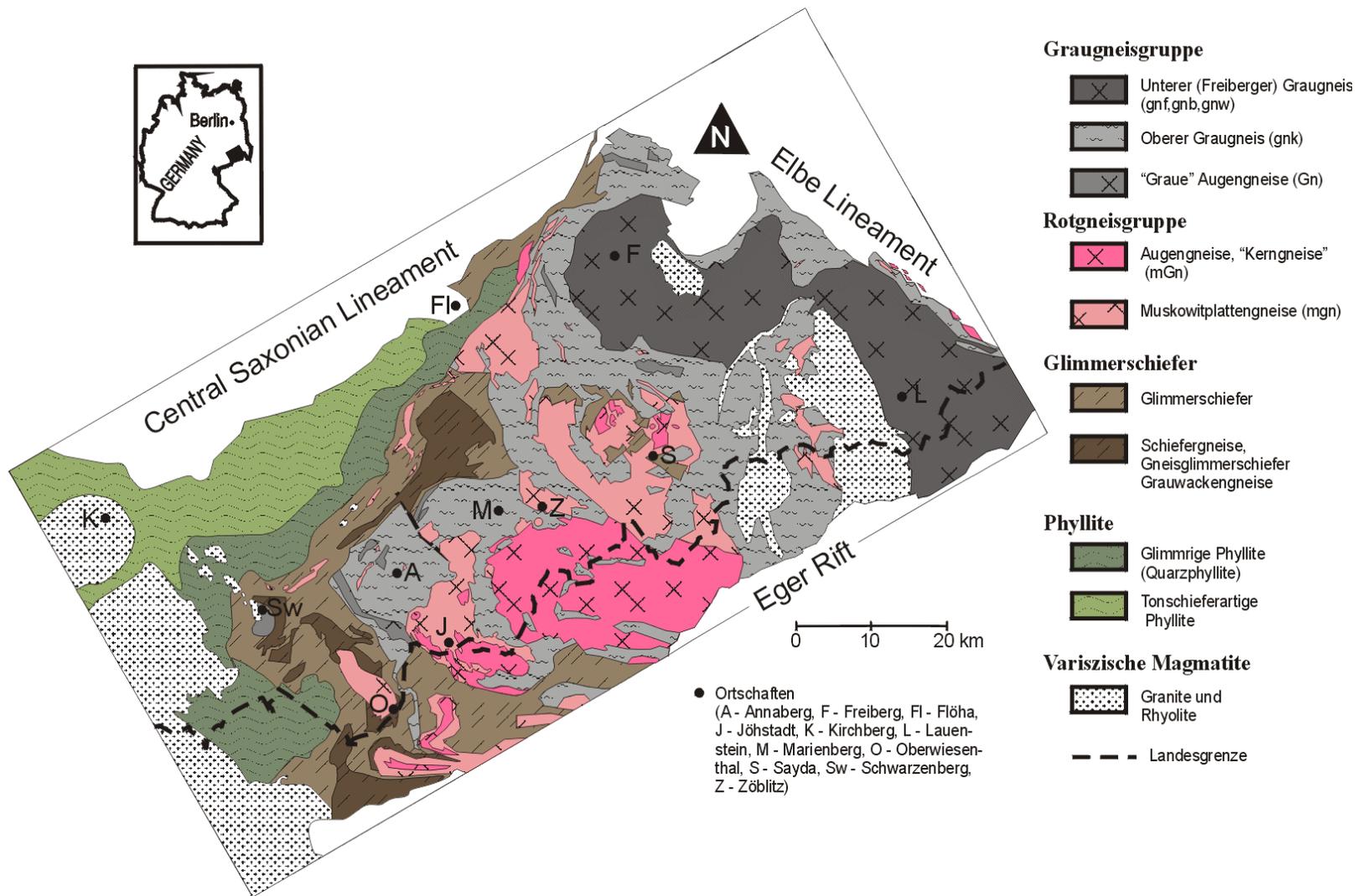


Abb. 2-1: Geologische Karte des Erzgebirges nach KOSSMAT & PIETZSCH (1930)

Zur Gruppe der Grauen Gneise gehören in erster Linie die Gneise im nordöstlichen Erzgebirge (Freiberger Gneise), ferner die Marienberger und Annaberger Gneise, eine Reihe von Gneisen aus der Glashütter und Fürstenwalder Gegend sowie einige besondere Gneisarten (Flammengneise, Injektionsgneise, Schiefergneise usw.). Sie umfassen als Endglieder reliktsche, feinkörnige Paragneise (Obere Graugneise) und mittelkörnige, grobflaserige oder augige Biotit-Plagioklas-Gneise (Untere Graugneise). Die Unteren Graugneise sind nur im Osterzgebirge in der Freiberger Gneiskuppel (dort auch als "Innere Freiberger Gneise" bezeichnet) aufgeschlossen. Ähnliche grobflaserige Gneise im Osterzgebirge sind im Gebiet von Lauenstein-Fürstenwalde aufgeschlossen und wurden oft als "Granitgneise" (BECK, 1901; REINISCH, 1927) bzw. "Hybridgranodioritgneise" (SCHMIDT, 1959) bezeichnet. Der Übergang zwischen beiden Endgliedern der Grauen Gneise (von grobflaserig nach feinkörnig) ist nur an wenigen Stellen direkt zu beobachten. Er vollzieht sich in der Regel unter kontinuierlicher Abnahme der Korngrößen, sowie Zunahme des Deformationsgrades der Gneise im Randbereich der Inneren Freiberger Gneise ("Brander Gneis"). Außerdem nimmt die Anzahl und Vielfalt von Einschaltungen ("Xenolithe") deutlich zu. Auf Grund ihrer Struktur und Zusammensetzung wurden die Unteren Graugneise aus Graniten bzw. Granodioriten abgeleitet (z.B. PIETZSCH, 1962; WIEDEMANN, 1969), die Oberen Graugneise (auch wegen der zahlreichen Einschlüsse) - aus Sedimenten. Die Beziehung der beiden Gneiseinheiten untereinander wird jedoch bis heute kontrovers diskutiert. GÄBERT (1907), KOSSMAT (1916) und PIETZSCH (1962) sahen die Unteren Graugneise als ehemals granitische Intrusionen an. HOFMANN (1974) jedoch betrachtete die Inneren Freiberger Gneise (Untere Graugneise) als *in situ* Anatexite, die sich durch Aufschmelzen der Äußeren Freiberger Gneise (Obere Graugneise) gebildet haben. Diese Interpretation stützt sich im wesentlichen auf die zahlreichen Einschlüsse von dichten Gneisen und Quarz-Feldspatgesteinen, die fast immer an die Randzonen der Inneren Freiberger Gneise gebunden sind.

Die Vorstellungen über den Aufbau des Erzgebirges haben sich in den letzten Jahren drastisch gewandelt. Während HOFMANN et al. (1979) noch aufgrund von petrofaziellen Untersuchungen eine "Kontinuität der progressiv metamorphen Zonenfolge von der Phycodenserie im Hangenden" (entspricht der Phyllithülle) "bis zur Unteren Osterzgebirgischen Serie im Liegenden" (entspricht den Unteren Graugneisen) sah und somit "für das gesamte Westerbirge sowie für einen Teil des Osterzgebirges einen gemeinsamen Metamorphose-Akt" postulierten, stützen neuere PT-Untersuchungen an Gneisen, sowie an

Metabasit- und Granuliteinschaltungen (z.B. RÖTZLER, 1995; SCHMÄDICKE et al., 1995; WILLNER et al., 1997; KLEMM, 1995; MASSONNE, 1998) immer mehr die Vorstellung eines Deckenbaus (wie bereits schon von SCHEUMANN, 1935 angenommen wurde).

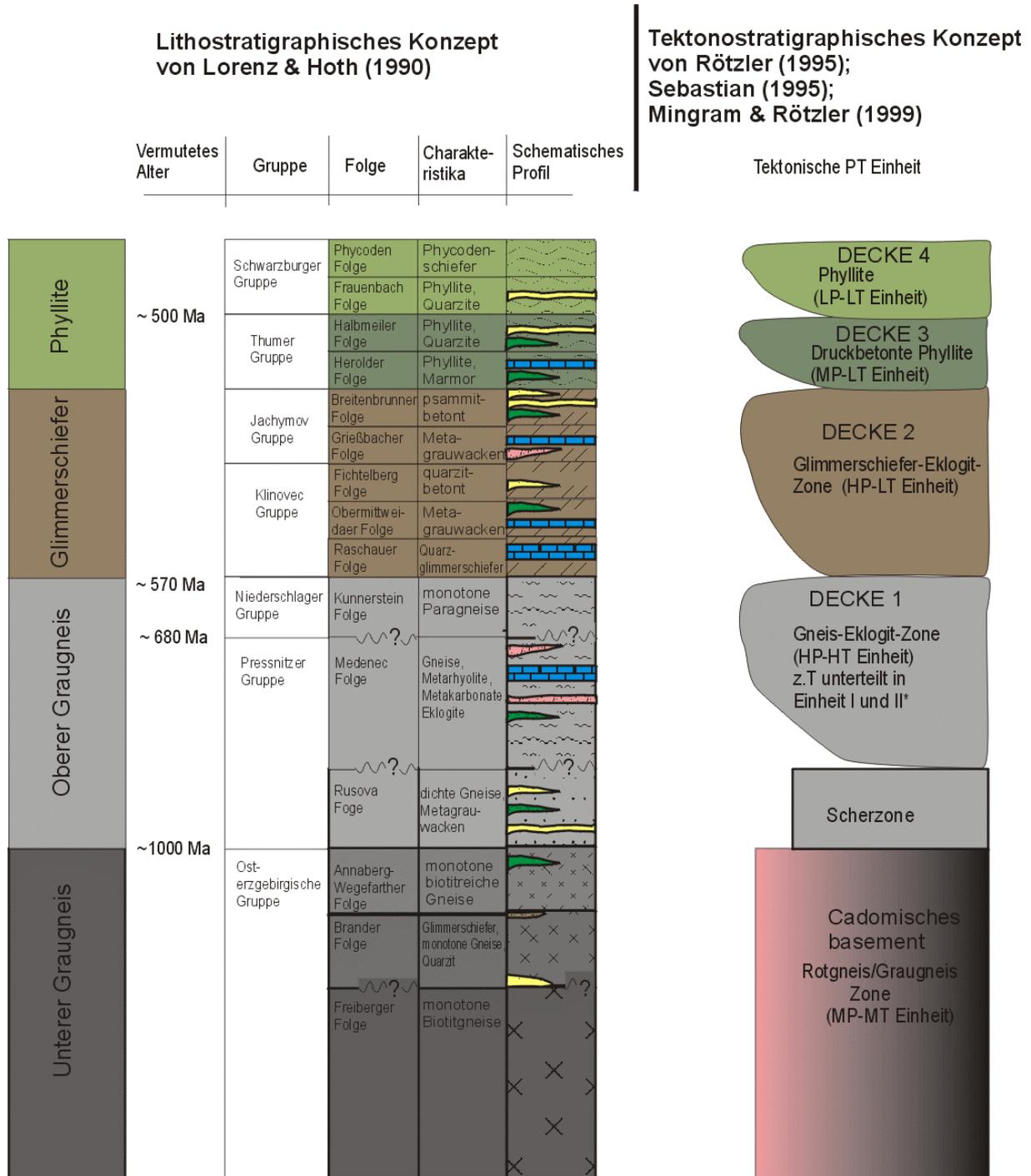


Abb. 2-2: Gegenüberstellung des lithostratigraphischen Modells von LORENZ & HOTH (1990) und des tektonostratigraphischen Deckenmodells von RÖTZLER (1995), SEBASTIAN (1995) und MINGRAM & RÖTZLER (1999) für das Erzgebirge. *Gneis-Eklogit-Einheit I unterscheidet sich von Gneis-Eklogit-Einheit II vor allem durch höhere Temperaturen (vgl. MINGRAM & RÖTZLER, 1999). Die Farben der Gesteinseinheiten entsprechen denen der Abb. 2-1. Im schematischen Profil werden außerdem Einschaltungen

von Quarziten (gelb), Glimmerschiefern (braun), Amphiboliten/Eklogiten (grün), Marmoren bzw. Karbonaten (blau) und Rotgneisen (rosa) dargestellt. Demnach stellt das Erzgebirge eine tektonische Kompilation verschiedener lithologischer Einheiten dar, die unterschiedliche, metamorphe Überprägung erfahren haben. Das cadomische Basement (Rot- und Untere Graugneis-Orthogneisdome), in dem nur MP-MT-Überprägung nachzuweisen ist, wird von mindestens drei Deckeneinheiten (1. HP-HT-Decke = Eklogit-Serpentinitführende Gneise, d.h. Teile der Oberen Graugneise; 2. HP-LT-Decke = Eklogitführende Glimmerschiefer, d.h. Glimmerschieferhülle; 3. MP-LT-Decke = druckbetonte Phyllite, d.h. Phyllithülle des Erzgebirges; vgl. Abb. 2-2) überlagert (z.B. SEBASTIAN, 1995; KRONER & SEBASTIAN, 1997). An dieser Stelle soll angemerkt werden, dass HP-Relikte bereits seit Anfang des Jahrhunderts als solche ("Granulite", "Eklogite") kartiert wurden (z.B. REINISCH, 1927), jedoch meist nur lokal verbreitet sind und kleinere Linsen in den Gneisen und Glimmerschiefern bilden. Viele Gneise, Glimmerschiefer und Metabasite der HP-Einheiten sind retrograd so verändert, dass nur noch eine MP-Überprägung nachweisbar ist.

Auch die Vorstellungen zur Altersstellung der Metamorphose und der Protolithalter der Gesteine des Erzgebirges haben sich in den letzten Jahren grundlegend gewandelt. Mittels Rb/Sr-, K/Ar- und Ar/Ar-Untersuchungen an Glimmern (TIKHOMIROVA et al., 1995; WERNER & LIPPOLT, 1996, 1998; 2000) konnte das variszische Alter (340 - 325 Ma) der metamorphen Überprägung der Gneis- und Glimmerschiefer-Einheiten überzeugend nachgewiesen werden und frühere Vorstellungen über eine "langanhaltende, cadomisch-altpaläozoische" (HOFMANN et al., 1979) bzw. kaledonische (ordovizische) Metamorphose (KRENTZ, 1985) widerlegt werden. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter von Zirkonen aus Gneisen der MP-MT-Einheit, nämlich den Unteren Graugneisen des Osterzgebirges (Gebiet Freiberg und Lauenstein-Fürstenwalde) und der Reitzenhainer Rotgneiskuppel ergaben spät-neoproterozoische Alter (ca. 550 Ma) für die Intrusion dieser Orthogneiseinheiten (KRÖNER et al., 1995). Weitere Zirkon-Datierungen ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporation, konventionelle U/Pb- und SHRIMP-Datierungen) an Orthogneisen der MP- und HP-Einheiten von dieser Arbeitsgruppe (KRÖNER et al., 1997) ergaben drei thermische Ereignisse:

- a) cadomisches Ereignis (570 - 550 Ma). Diese Alter wurden sowohl an Zirkonen der Unteren Graugneise, als auch der Oberen Graugneise und der Reitzenhainer Rotgneiskuppel ermittelt und als Intrusionsalter interpretiert;
- b) altpaläozoisches Intrusionsereignis (480 - 460 Ma) an einigen Augengneisen (Rotgneisen) des West- und Osterzgebirges und
- c) variszisches thermisches Ereignis (340 Ma) in HP-Gesteinen der Flöhazone.

Für Paragneise des Westerzgebirges sind stark streuende Evaporations- und SHRIMP-Alter bestimmt worden (z.B. KRÖNER et al., 1997: von ca. 2000 bis ca. 800 Ma).

3 METHODIK

3.1 Geochemie

Zur Charakterisierung der geochemischen Zusammensetzung wurden an möglichst vielen Proben Elementgehalte ermittelt. Haupt- und Spurenelementgehalte wurden an 94 Gesamtgesteinsproben analysiert (vgl. Tabellen 3 bis 6). Die Bestimmung der Gehalte der Seltenerdelemente (SEE) erfolgte an 73 ausgewählten Gesamtgesteinsproben (vgl. Tabellen 7 bis 10). Die geochemische Untersuchung der Proben wurde von 1993 bis 2000 in verschiedenen Laboratorien durchgeführt (Zentrales geochemisches Labor der TU Berlin, Institut für Mineralogie der Universität Köln, ACTLABS – Activation Laboratories Ltd. Canada), wobei für die Bestimmung der Haupt- und Spurenelementgehalte (Tabellen 3 bis 6) die RFA-Methode (Röntgenfluoreszenz-Analytik) zur Anwendung kam, während die SEE-Gehalte mit ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) ermittelt wurden. Von Herrn Berger (Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie) wurden mir Haupt- und Spurenelementbestimmungen an Erzgebirgsgneisen aus früheren unveröffentlichten Berichten mitgeteilt, die in den Tabellen 3 und 4 der Vollständigkeit halber angegeben sind.

3.2 Isotopengeochemie

Rb/Sr-, Sm/Nd-, Pb/Pb- und $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenuntersuchungen wurden im isotopengeochemischen Labor Freiberg (TU Bergakademie Freiberg, Institut für Mineralogie) an ausgewählten Gesamtgesteinsproben durchgeführt, um eventuell vorhandene primäre Unterschiede der Isotopencharakteristika aufzudecken und Hinweise zur Herkunft der Protolithgesteine zu gewinnen (Tabellen 11 bis 13 mit Vergleichsdaten aus der Literatur). Bei einigen Isotopensystemen (z.B. $\delta^{18}\text{O}$) zeigte sich sehr bald, dass die metamorphe Überprägung die primären Signaturen sehr stark verändert hat. Deshalb wurden diese Untersuchungen nicht fortgeführt und es kam nur eine geringe Probenanzahl zur Analyse. Mineraluntersuchungen erfolgten nur an Glimmern, deren Rb/Sr-System sich zur Datierung der Metamorphose als geeignet erwies.

Die Gehalte von Rb, Sr, Sm, Nd wurden mittels Isotopenverdünnung mit einer Genauigkeit von $\pm 1\%$ bestimmt. Die Messung der Isotopenverhältnisse von Sr, Nd, Pb erfolgte am Massenspektrometer Finnigan MAT 262. Die wiederholte Messung der internationalen Standards zum Zeitpunkt der Isotopenbestimmungen ergab folgende Werte: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71033 \pm 6$ (2σ , $n = 9$) für den Standard NBS 987 und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511840 \pm 32$ (2σ , $n = 6$) für den Standard La Jolla. Alle Sr-Isotopendaten wurden dem attestierten Soll-Wert des NBS 987 entsprechend (0.71025) korrigiert.

Die Gewinnung des Messgases CO₂ aus den Proben für δ¹⁸O-Analysen erfolgte nach der Methodik von BORTHWICK & HARMON (1982) unter Nutzung von ClF₃ als Oxydationsmittel. Die Messungen erfolgten am Massenspektrometer Finnigan Delta E. Die Reproduzierbarkeit der Sauerstoffisotopenwerte ist besser als ± 0.2 ‰. Alle Messwerte wurden dem Sollwert des internationalen Standards NBS 28 entsprechend (9.6 ‰) korrigiert.

3.3 Zirkonmorphologie und Internbau

Von 80 Proben, die größtenteils in Zusammenarbeit mit dem Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie von 1993 bis 2000 genommen wurden, sind Zirkone separiert worden. Dazu wurde das dafür übliche Verfahren (Backenbrecher, Schütteltisch, Frantz Magnetscheider, Schwerentrennung und letztendlich Auslesen der Zirkone unter dem Binokular) angewendet. Mehr als 100 Zirkonkörner wurden von jeder Probe gewonnen und mit dem optischen Mikroskop untersucht und beschrieben. Zur weiteren Charakterisierung der Zirkonmorphologie wurden ca. 50 Zirkonkörner ausgewählt und von ihnen Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM) am Rasterelektronenmikroskop angefertigt. Die Zirkone wurden entsprechend ihrer Morphologie bestimmten Gruppen zugeordnet. Während nach dem Modell von PUPIN (1980), das für granitoide Gesteine entwickelt wurde, die Zirkone nach vorherrschenden Prismen- und Pyramidenflächen unterteilt werden, ist für Zirkone aus metamorphen Gesteinen der Grad der Kantenrundung und das Längen/Breiten-Verhältnis von entscheidender Bedeutung. Nach der Zuordnung zu den nach diesen Gesichtspunkten unterteilten Morphologiegruppen wurde eine quantitative Abschätzung des Anteils der Zirkontypen unternommen (Tab. 14).

Von den am Rasterelektronenmikroskop (SEM-Aufnahmen) untersuchten Zirkonen wurden ca. 10 bis 30 von jeder Probe zur Charakterisierung des Internbaus ausgewählt. Dazu wurden Zirkonschliffe hergestellt, an denen Rückstrahlelektronen- (BSE) bzw. Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) am Rasterelektronenmikroskop angefertigt wurden. Die Zirkonpopulation einer Probe bzw. einer Gesteinsgruppe ist anhand dieser Charakterisierungen (SEM-, BSE- und CL-Aufnahmen) im folgenden Text in Abbildungen am Beispiel ausgewählter Zirkone dargestellt. Die Elementzusammensetzung von Mineraleinschlüssen in Zirkonkörnern wurde mittels EDX-Analysen ermittelt. Identifizierte Mineraleinschlüsse sind in den Abbildungen mit folgenden Abkürzungen angegeben: Ab – Albit, Ap – Apatit, Bt – Biotit, Chl – Chlorit, Ilm – Ilmenit, Kfsp – Kalifeldspat, Ms – Muskowit, Py – Pyrit, Qu – Quarz und Tit – Titanit.

3.4 Zirkondatierung

Bei der Zirkondatierung kamen verschiedene Methoden zur Anwendung.

Da die **konventionelle U/Pb-Datierung** im isotopengeochemischen Labor Freiberg z.Z. noch nicht möglich ist, sind 27 Zirkonfraktionen aus 5 Proben von B. Belyatski im Institut für Präkambrische Geologie und Geochronologie in St. Petersburg (Akademie der Wissenschaften Russlands) nach dem Verfahren von KROGH (1973) untersucht worden (Tab. 15). Die Isotopenverhältnisse wurden am Massenspektrometer Finnigan MAT 261 im statischen Modus gemessen und hinsichtlich der Massenfraktionierung, der Isotopenzusammensetzung des Tracers, der Blindwerte (0.1 ng Pb, 0.01 ng U) und des gewöhnlichen Bleis (nach STACEY & KRAMERS, 1975) korrigiert. Alle angegebenen Fehler sind 2σ .

Zusätzlich wurden 4 Zirkonfraktionen von U. Schaltegger am ETH Zürich mit der **low blank U/Pb Methode** analysiert, bei der jeweils nur 2 bis 5 abradierte Zirkonkörner pro Fraktion eingesetzt werden mussten (Tab. 16). Dort wurden die Messungen am Massenspektrometer Finnigan MAT 262 durchgeführt. Die gemessenen Isotopenverhältnisse sind hinsichtlich der Massenfraktionierung, der Isotopenzusammensetzung des Tracers, der Blindwerte (2 pg Pb, 0.1 pg U) und des gewöhnlichen Bleis (nach STACEY & KRAMERS, 1975) korrigiert worden.

An 5 Zirkonfraktionen von einer Probe der Oberen Graugneise wurden außerdem U/Pb-Alter mit der **HF-Dampfaufschlussmethode** (WENDT & TODT, 1991) bestimmt (Tab. 15). Durch Zugabe eines $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$ -Mischtracers ist bei dieser Methode die Bestimmung der U/Pb-Alter an kleinen Zirkonfraktionen (2 bis 4 Körner) ohne vorherige chemische Abtrennung von U und Pb möglich. Diese Analysen wurden von mir während eines Aufenthaltes am MPI für Geochemie (Mainz) unter Betreuung von W. Todt durchgeführt. Die Messung erfolgte am Massenspektrometer Finnigan MAT 261. Alle angegebenen Fehler sind 2σ .

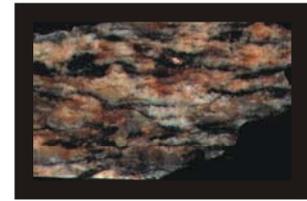
Die **Zirkonevaporation** wurde an 46 Proben im isotopengeochemischen Labor Freiberg (Institut für Mineralogie) durchgeführt (Tabellen 17 bis 21). Diese Methode umfasst die Evaporation von Zirkonkörnern, wobei Pb und andere Elemente auf einem 2. Filament aufgedampft werden. Von diesem erfolgt dann die Messung der Pb-Isotopenverhältnisse im Massenspektrometer (nach KOBER, 1987). Die Messungen wurden am Massenspektrometer Finnigan MAT 262 vorgenommen, das mit einem Ionenzähler ausgerüstet ist. Die gemessenen Isotopenverhältnisse wurden hinsichtlich Massenfraktionierung (mass bias = 0.0036 amu) korrigiert, welche aus Messungen des internationalen Pb-Standards NBS 981 und zweier Zirkonstandards (Zirkon 91500 aus WIEDENBECK et al., 1995 und Zirkon S-2-

87 aus US Geological Survey) ermittelt wurde. Des weiteren erfolgte eine Korrektur des gewöhnlichen Bleis (nach STACEY & KRAMERS, 1975). Das berechnete $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter einer Messung und deren 2σ -mean-Fehler beruht auf dem Mittel aller gemessenen Scans (meistens 90) unter Ausschluss der Werte, die außerhalb des 95 % Vertrauensniveaus liegen. Um einen Alterswert von einer Probe zu ermitteln, müssen mehrere Zirkone mit der Evaporationsmethode datiert werden. Der Alterswert einer Probe ist als gewichtetes Mittel der angegebenen Einzelmessungen (95 % Vertrauensniveau) berechnet worden.

Lokal aufgelöste Altersbestimmungen sind mit der **U/Pb-SHRIMP-Methode** (Sensitive High mass Resolution Ion MicroProbe) möglich, die von L. Nasdala an 3 Proben an der SHRIMP II in Australien (Curtin University of Technology, Perth) durchgeführt wurden (Tab. 22). Dabei wird ein Zirkonkristall mit einem O_2 -Ionenstrahl von ca. 20 μm Durchmesser beschossen. Die dabei freigesetzten Pb-Isotopen werden an einem Massenspektrometer gemessen, das über extrem hohe Massenauflösung ($\Delta M > 5000$) und äußerst geringe Nachweisgrenzen verfügt (nähere Angaben sind in COMPSTON et al., 1984, 1992 bzw. NELSEN, 1997 zu finden). Die Kalibrierung der Messwerte erfolgte am Zirkonstandard CZ 3 (vgl. PIDGEON et al., 1994). Die gemessenen Isotopenverhältnisse wurden hinsichtlich des gewöhnlichen Bleis unter Benutzung der Bleiisotopenwerte für Broken Hill ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.0625$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.9618$; $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.2285$) korrigiert. Die Fehler der Isotopenverhältnisse sind als 1σ , die der U- und Th-Gehalte als $\pm 10\%$ angegeben. Die berechneten Alter sind als gewichtete Mittel (95 % Vertrauensniveau) bestimmt worden.

4 GNEISE DES ERZGEBIRGES

4.1 Untere Graugneise



4.1.1 GEOLOGIE

Die Vorkommen der Unteren Graugneise sind auf das östliche Erzgebirge beschränkt. Sie bilden die Kernzone der Freiburger Kuppel und ziehen sich am NE-Rand des Erzgebirges nach SE bis in das Gebiet Lauenstein-Fürstenwalde (Abb. 4-2-1).

Die Graugneise bilden im Freiburger Gneisgebiet eine kuppelförmige Lagerung (z.B. HOFMANN, 1974). Schon MÜLLER (1901) unterteilte den Unteren Freiburger Gneis (auch als "Kerngneis" oder "Innerer Freiburger Gneis" bezeichnet) in verschiedene Arten (vgl. Abb. 4-1-1, 4-1-2):

- Freiburger Normalgneis (als gnf kartiert), lang- und weitflaserig, oft mit Augenstruktur, bildet das Zentrum der Gneiskuppel (Abb. 4-1-1 A und E),
- Brander Gneis (als gnb kartiert), mittelflaserig bis körnig-stengelig, umhüllt den Freiburger Gneis schalenartig an seinem S-, W- und NW-Rand (Abb. 4-1-1 B),
- Himmelsfürster Gneis (als gnh kartiert), körnig-schuppig, eine feldspatreiche Abart des Brander Gneises, tritt nur im Süden des Freiburger Gebietes, im sogenannten Revier Himmelsfürst auf,
- Wegefärther Gneis (als gnw kartiert, Abb. 4-1-2), sehr grobflaserig, glimmerreich, bildet die äußere Schale der Gneiskuppel und ist nach unseren zirkonmorphologischen Untersuchungen schon zu den Oberen Graugneisen zu stellen.

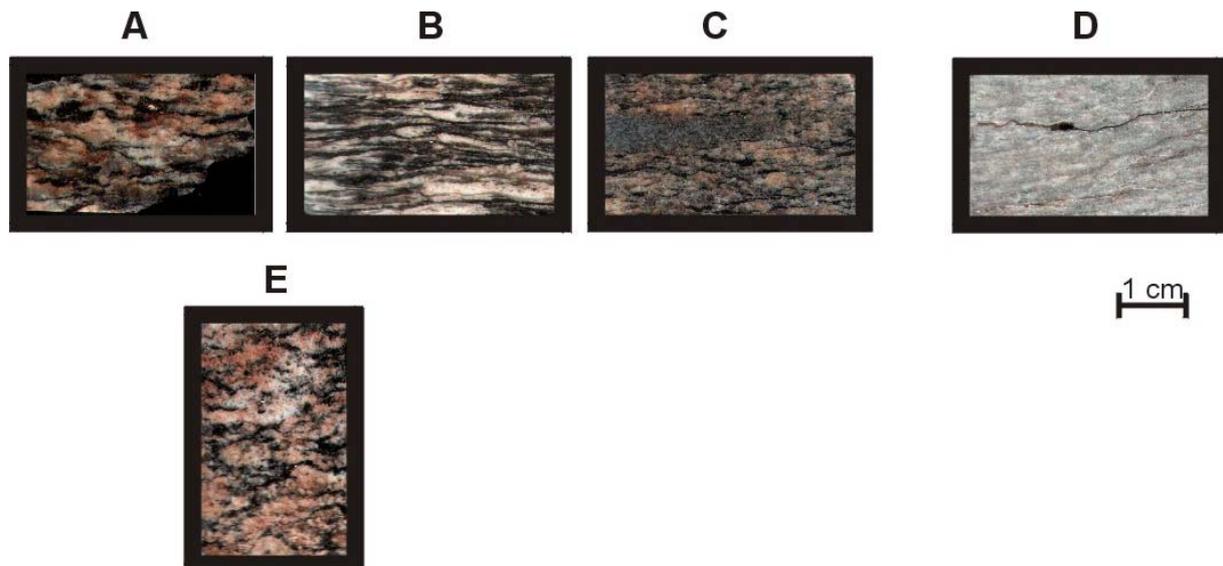


Abb. 4-1-1: Varietäten der Unteren Graugneise. A bis D: x-z-Schnitt. A – grobflaserig, B – mittelflaserig, stärker gestreckt, C – mittelkörnig mit feinkörnigem Xenolith, D – leukokrater "Aplit", E – grob- bis mittelflaseriger Gneis, y-z-Schnitt.

Diese Gneisarten unterscheiden sich hauptsächlich durch ihre Struktur, den Glimmergehalt und durch die Häufigkeit von Xenolith-Einschlüssen. Daher ist eine eindeutige kartographische Abtrennung im Gelände zumeist schwer und subjektiv. Generell zeichnet sich der Untere Freiburger Gneis durch "eine ermüdende Eintönigkeit in der Ausbildung" aus (CREDNER, 1887). Wie durch eine Kartierung der Xenolithführung der Unteren Freiburger Gneise gezeigt werden konnte, enthält der Zentralbereich der Freiburger Normalgneise (gnf) keine Xenolithe und Einlagerungen (BERGER et al., 1994, vgl. Abb. 4-1-2). In diesem Bereich wurden granitische Reliktstrukturen beschrieben. Häufiger sind die Gneise hier als grobflaserige Biotitgneise ausgebildet.

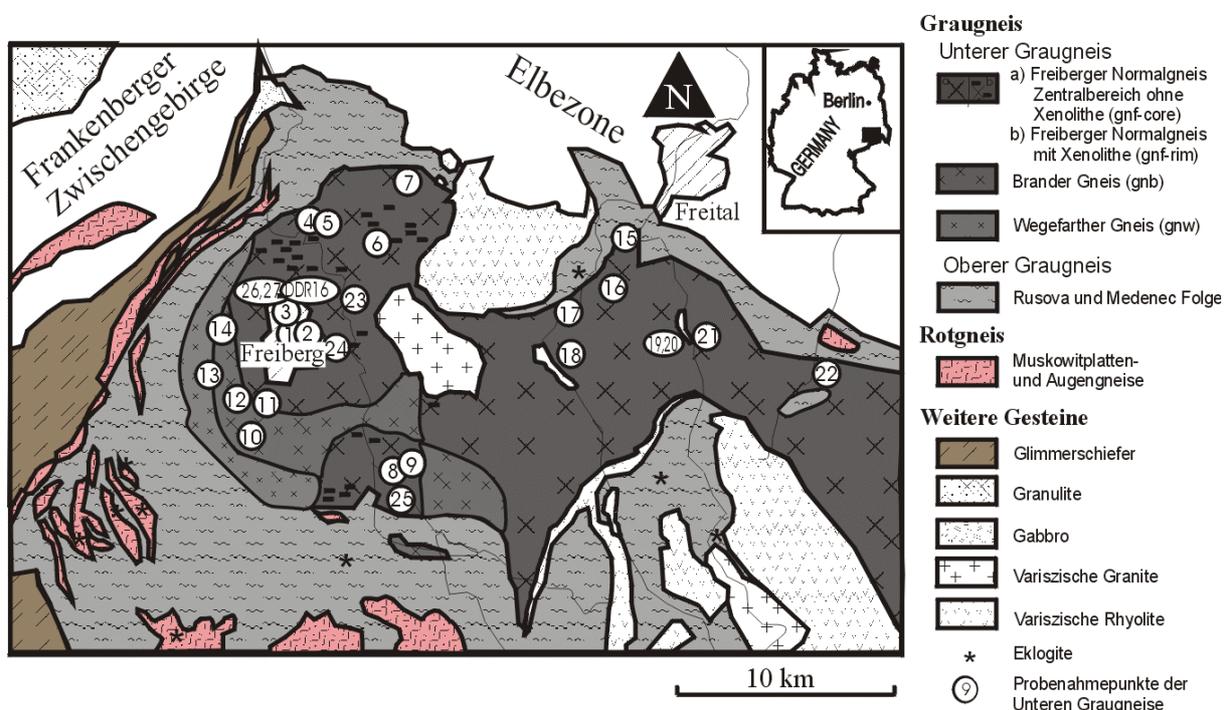


Abb. 4-1-2: Geologische Karte des östlichen Erzgebirges mit Probenahmepunkten der Unteren Graugneise

Die eintönige Ausbildung der unteren Graugneise wird durch Xenolithe und Einlagerungen belebt (Abb. 4-1-1 C), die allerdings erst für die Randbereiche des Freiburger Normalgneises, sowie für den Brander, Himmelsfürster und Wegefärther Gneis charakteristisch sind. Einlagerungen (Linsen) werden durch kleinere Amphibolitkörper gebildet, die jedoch selten anzutreffen sind. Nach BERGER et al. (1994) erscheinen die Xenolithe überwiegend als deformierte, spindelförmige bis diskusförmige, z.T. eckige Einschlüsse von dichtem Biotitgneis ("Metagrauwacken"), Amphibolit, Quarzit, Kalksilikathornfelsen und selten Quarz-Feldspatfels.

Weitere Variationen in der Ausbildung der unteren Graugneise stellen Gesteinspartien mit geringen Biotitgehalten dar. Diese leukokraten Gneise liegen oft als helle Quarz-Feldspat-Lagen konkordant zur Hauptschieferung (Abb. 4-1-1 D). Gelegentlich schneiden die Quarz-Feldspatgesteine jedoch auch die biotitführenden Unteren Graugneise in Form von Gängen und werden als "Aplite" bezeichnet.

Der Brander Gneis (gnb) unterscheidet sich in seiner Ausbildung neben einer häufigeren Xenolithführung durch eine stärker ausgeprägte Foliation. HOFMANN (1965) wies darauf hin, dass die Quarzgefüge der Gneise in der Faltenzone Brand-Weißenborn eine stärkere seitliche Einengung anzeigen, während die Zentralbereiche der Freiburger Kuppel (gnf) durch eine hohe vertikale Belastung mit geringer seitlicher Einengung geprägt sind. Im Grenzbereich Freiburger Normalgneis/Brander Gneis sind immer wieder Quarzitlinsen zu finden, die als "Metaquarzit-Horizont von Oberschöna-Frauenstein" bezeichnet wurden (HOFMANN, 1974). Im Grenzbereich der Brander zu den Wegefärther Gneisen ist ein 20 - 130 Meter mächtiger und bis zu 2,5 km langer Glimmerschieferzug ("Brander Glimmerschiefer") ausgehalten worden (GOTTE, 1956).

4.1.2 PETROGRAPHIE

Eine erste eingehende petrographische Behandlung der Unteren Graugneise erfolgte durch SCHMIDT (1959) und später durch HOFMANN (1965) sowie WIEDEMANN (1969). Die Unteren Graugneise sind in der unmittelbaren Umgebung der Stadt Freiberg in ihrer typischen mittelkörnigen, grobflaserigen Ausbildung zu finden. Sie bestehen in der Hauptsache aus titanreichem Biotit, Oligoklas, Kalifeldspat und Quarz. In Tabelle 2¹ ist der Modalbestand der Graugneise aus Untersuchungen verschiedener Autoren angegeben.

Biotite bilden grobscheitige, sperrig verwachsene Aggregate (Biotithaufen) oder durchsetzen das Gestein in Form eines unregelmäßigen Streifenmusters. *Muskowite* treten oft in enger Bindung mit Biotiten (besonders am Rande von Biotithaufen) auf und scheinen meist neu gebildet zu sein. *Plagioklase* (Oligoklase) sind Bestandteil der Grundmasse und oft mit Hellglimmerfilzen gefüllt. An den Korngrenzen zu Kalifeldspat neigen Plagioklase stark zur Myrmekitbildung. *Kalifeldspat* erscheint in großen Orthoklasporphyroblasten, die Durchmesser von mehreren Zentimetern erreichen können. *Quarze* schließen sich zu großflächigen Kornverbänden zusammen und sind auch als kleine Einschlüsse in den Feldspäten zu finden.

¹ Tabellen im Anhang

Die Mehrzahl dieser Gneise zeichnet ein granoblastisches Gefüge mit lokalen Tendenzen zu porphyroblastischen Gefügen aus. Letztere sind besonders im Kern der Freiburger Gneiskuppel, aber auch im Gebiet Lauenstein-Fürstenwalde zu finden. Richtungslos-körnige Gesteine mit blastokataklatisch überprägten hypidiomorphen Gefüge sind nur reliktsch erhalten geblieben. Im Zuge der metamorphen Deformation sind sie zumeist in Gesteine mit flaserigen Gefüge umgewandelt worden. In den grobflaserigen Gesteinen ist der Plagioklas weitgehend in Pflaster zerlegt, die Biotite lassen Neusprossungen erkennen, Kalifeldspäte werden vereinzelt granuliert und Quarzgroßkristalle lösen sich in verzahnte Aggregate auf. Sekundäre Veränderungen der Gesteine führen zur Verglimmerung der Plagioklase, Chloritisierung und Bleichung der Biotite (unter Ausscheidung von Eisen- und Titanmineralen) sowie Epidotneubildungen.

Die oben genannten Varietäten der Unteren Graugneise (gnf, gnb, gnh) unterscheiden sich hauptsächlich in ihrer Struktur, während das Mengenverhältnis der Gesteinskomponenten (Minerale) zumeist gleiche Schwankungsbereiche aufweist. Lediglich der Wegefarther Gneis (gnw) fällt durch einen erhöhten Glimmergehalt auf.

4.1.3 GEOCHEMIE

Es liegen bis heute nur sporadische Untersuchungen zur Geochemie der Graugneise, insbesondere der Spurenelemente (einschließlich der Seltenen Erden - SEE) vor. Erste geochemische Untersuchungen der Hauptelemente sind in PIETZSCH (1954) zusammengestellt. WIEDEMANN (1965) verglich den K/Na-Haushalt der Unteren und Oberen Graugneise und konnte keine wesentlichen Unterschiede zwischen beiden Gneisgruppen feststellen. Weitere Ergebnisse von geochemischen Untersuchungen einzelner Proben der Unteren Graugneise sind in SCHMIDT (1959), OESTRICH (1973), KRÖNER et al. (1995) und MINGRAM (1996) aufgeführt.

Wir führten geochemische Untersuchungen an 24 Proben der Unteren Graugneise aus der Freiburger Kuppel durch (Tabellen 3 und 7, Abbildungen 4-1-3 und 4-1-4). Die Gneise weisen starke Schwankungen in ihren SiO₂-Gehalten (63-75%) auf. In einigen Harker-Diagrammen werden negative Korrelationen zwischen den SiO₂-Gehalten und den Al₂O₃-, TiO₂-, MgO- und Fe₂O₃-Gehalten deutlich (Abb. 4-1-3). Hohe positive Korrelationskoeffizienten zwischen MgO, TiO₂, Fe₂O₃, V und Nb einerseits und deren negative Korrelation mit den SiO₂-Gehalten lassen die Elementschwankungen der untersuchten Gneise im wesentlichen als Folge ihrer Biotitführung erklären. Hohe Biotitgehalte sind für die Brander Gneise (gnb), aber auch für einige Proben der Freiburger

Gneise (gnf) charakteristisch. Wie bereits von PIETZSCH (1954) bemerkt wurde, nimmt auch der Plagioklas im allgemeinen mit ansteigendem Biotitgehalt zu. Eine sehr geringe Biotitführung weisen dagegen die leukokraten Quarz-Feldspat-Gneise (Aplite, vgl. Abb. 4-1-1 D) auf, die als Linsen oder gefaltete Gänge in den Graugneisen auftreten. Die Aplite unterscheiden sich durch höhere SiO_2 -, aber geringere Al_2O_3 -, TiO_2 -, MgO , und Fe_2O_3 - und V-Gehalte (vgl. Abb. 4-1-3).

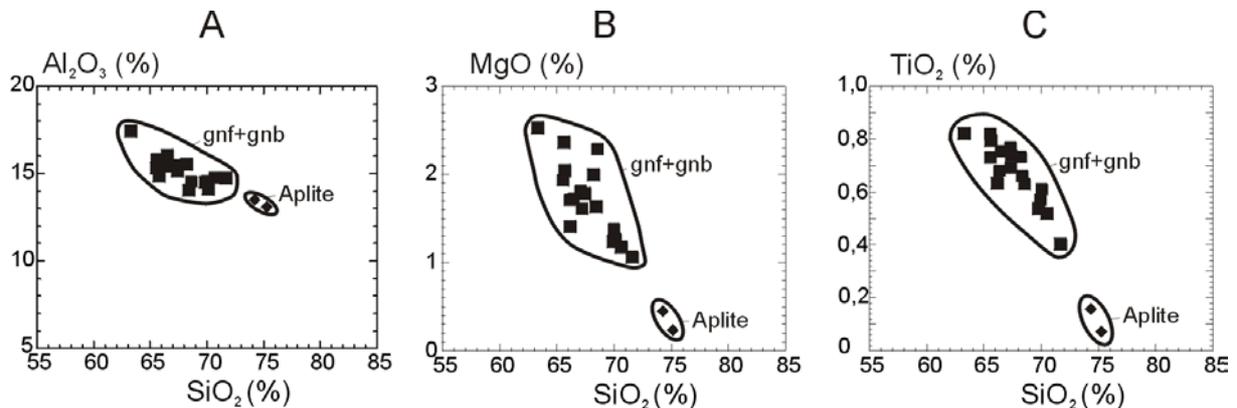


Abb. 4-1-3: Ausgewählte SiO_2 -bezogene Harker-Diagramme der Unteren Graugneise. gnf – Freiberger Gneis, gnb – Brander Gneis.

Gelegentlich ist Biotit in den Unteren Graugneisen in Form von kleinen Schlieren im Gestein zu finden. Demnach könnte ein gewisser Anteil von Biotit (und untergeordnet auch Plagioklas) als Restitphase der aufgeschmolzenen Ausgangsgesteine gedeutet werden. Die beschriebenen Elementschwankungen wären dann im wesentlichen durch Inhomogenitäten der Protolithgesteine verursacht.

Wenn man davon ausgeht, dass während der variszischen Metamorphose keine substantiellen Elementanreicherungen bzw. -abreicherungen stattgefunden haben, so widerspiegelt die chemische Zusammensetzung der Gneise die des magmatischen Vorläufers. MINGRAM (1996) konnte zeigen, dass die Metamorphose im Erzgebirge im wesentlichen isochem verlaufen ist und nur wenige Spurenelemente (B, Li, Tl, Bi und Zn) während der metamorphen Überprägung mobilisiert wurden. Die Unteren Graugneise verfügen über Charakteristika, wie sie S-Typ Granite aufweisen ($A/\text{CNK} > 1.1$, hohes Corundum Normativ > 2.2 , relativ hohe Cr und Ni Gehalte). Aufgrund der normativen CIPW Gehalte an Quarz, Albit und Orthoklas (Tab. 3) können die Granodiorite der Kernzone der Freiberger Kuppel als Minimalschmelzen betrachtet werden. Als Protolithgesteine dieser Magmen kommen unreife Quarz-Feldspat-Grauwacken, Semi-Pelite oder alterierte, intermediäre bis saure Vulkanoklastika in Betracht. Die Bildung von Schmelzen, welche durch die Aufspaltung von Biotit generiert werden können, beginnt bei Temperaturen über 750°C (CLEMENS & WALL,

1981). MONTEL & VIELZEUF (1997) konnten zeigen, dass Grauwacken bei moderaten Drücken (<7 kbar) die gleiche Fähigkeit zur Schmelzbildung besitzen wie Pelite. Bei Temperaturen von 800 - 900°C können große Schmelzmengen durch das Aufbrechen der Paragenese Biotit - Plagioklas - Quarz entstehen. Das Fehlen von Granat in den Unteren Graugneisen weist auf geringe bis mittlere Drücke hin (< 5 kbar nach MONTEL & VIELZEUF, 1997; < 10 kbar nach SINGH & JOHANNES, 1996). Die Temperatur der magmatischen Schmelze lässt sich anhand des beobachteten Altbestands in den Zirkonpopulationen eingrenzen. Eine Berechnung der Zirkoniumsättigung nach WATSON & HARRISON (1981) ergibt ca. 150 - 250 ppm Zr bei 800°C und 550 - 700 ppm Zr bei 930°C. Die tatsächlichen Zirkonium-Gehalte (180 - 260 ppm) und der vorhandene Zirkonaltbodystand der Unteren Graugneise indizieren, dass die Temperatur der magmatischen Schmelze nicht viel höher als 800°C gewesen sein kann.

Wenig bekannt war bisher über das SEE-Verteilungsmuster der Graugneise. Die von uns durchgeführten Untersuchungen (Tab. 7, Abb. 4-1-4) zeigen ein generell ähnliches Verteilungsmuster für die Unteren Graugneise auf. Leichte Seltene Erdelemente (LSEE) sind stark angereichert, wie es für die Obere Kruste typisch ist. Fast alle Gesteine weisen eine mehr oder weniger stark ausgeprägte negative Europium-Anomalie auf, was auf eine Feldspatabsonderung während der Gesteinsbildung und/oder in den Protolithgesteinen hinweist. Nur die Aplite zeichnen sich durch ein deutlich anderes SEE-Verteilungsmuster aus: Abreicherung der SEE (insbesondere die LSEE) und das Fehlen einer negativen Europium-Anomalie. Die beobachteten SEE-Muster dieser Quarz-Kalifeldspat-Gesteine entsprechen spätmagmatischen oder migmatischen Bildungen (z.B. WHITNEY & IRVING, 1994).

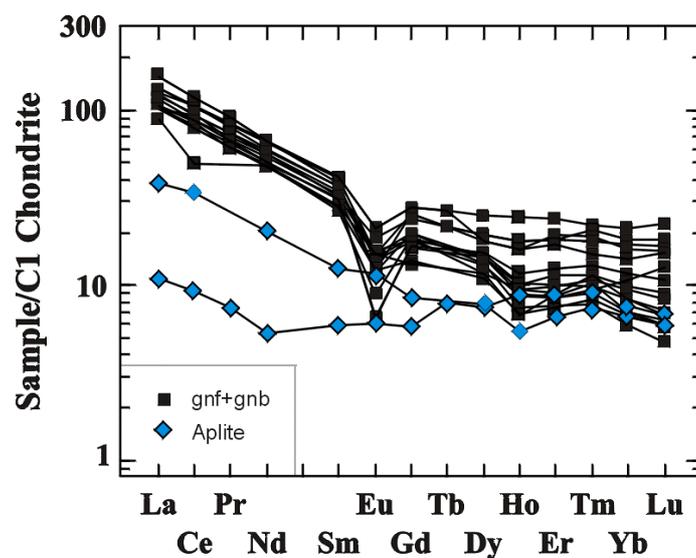


Abb. 4-1-4: SEE-Verteilungsmuster der Unteren Graugneise, normiert nach EVENSEN et al. (1978).

Mineralchemische Untersuchungen in den Unteren Graugneisen wurden von KLEMM (1995) und KRÖNER et al. (1995) durchgeführt. Sie konnten nachweisen, dass die nicht alterierten Plagioklasbereiche einen Anorthit-Gehalt zwischen 17 und 31 Mol-% aufweisen und somit Oligoklase darstellen. Alterierte Plagioklase sind durch feinste Serizit-Einschlüsse gekennzeichnet und besitzen deutlich geringere Anorthit-Gehalte (<10-15 Mol-%), sind also albitisch. Die Abschätzung der maximalen PT-Bedingungen beruht im wesentlichen auf dem Si-Gehalt in den Kernzonen der Hellglimmer (Druck-Abschätzung) und dem gelegentlichen Auftreten von Anatexis (zerscherte Leukosome, Temperatur-Abschätzung) und ergibt >600°C und 10 - 12 kbar (KLEMM, 1995). KRÖNER et al. (1995) kommen zu ähnlichen PT-Abschätzungen (600 - 650°C, 8 - 9 kbar) der Unteren Graugneise für den Bereich Lauenstein-Fürstenwalde und interpretieren diese Werte als Peak-Metamorphosebedingungen für diese Einheit (MP-MT-Einheit nach RÖTZLER, 1995).

4.1.4 ISOTOPENGEOCHEMIE

Isotopenuntersuchungen können Aussagen sowohl zum Alter der Protolithgesteine bzw. der Metamorphose (K/Ar, Ar/Ar, Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb), als auch zu deren Herkunft (primäre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ bzw. ϵ_{Nd} , Pb/Pb-Isotopenverhältnisse, $\delta^{18}\text{O}$) liefern. Vorangegangene Altersbestimmungen mittels K/Ar- und Rb/Sr-System ermittelten unterschiedliche Zeitmarken von vorwiegend 300 bis 500 Ma (z.B. LORENZ & PILOT, 1994, KRENTZ, 1985) und wurden als Beweis einer kaledonischen Metamorphose oder auch als Protolithalter diskutiert (KRENTZ, 1985).

Neuere Rb/Sr und Sm/Nd-Untersuchungen an den Unteren Graugneisen des Osterzgebirges führten KRÖNER et al. (1995) durch. Weitere Sm/Nd-Analysen von "Orthogneisen des cadomischen Basements" sind in MINGRAM & RÖTZLER (1999) aufgeführt. Tabelle 11 gibt eine Zusammenstellung eigener Rb/Sr-, Sm/Nd- und $\delta^{18}\text{O}$ -Daten mit Sm/Nd-Werten von KRÖNER et al. (1995) und MINGRAM & RÖTZLER (1999). Um einen Vergleich zu ermöglichen, wurden die Nd-Modellalter sowie ϵ_{Nd} -Werte aller Autoren mit einheitlichen Konstanten berechnet. Die berechneten ϵ_{Nd} -Werte ($t = 540$ Ma, siehe Abschnitt 4.1.6) der Proben aus den Unteren Graugneisen schwanken in einem relativ engen Bereich zwischen -4.9 und -7.5 (Mittelwert = -5.8, $n = 9$) und zeigen den überwiegenden Einfluss der Kruste an. Die Modellalter (t_{DM1}) variieren von 1.63 bis 1.84 Ga und weisen auf einen hohen Anteil einer alten >1.8 Ga aufgearbeiteten Kruste hin. Feinkörnige Xenolithe aus den Unteren Graugneisen haben etwas niedrigere ϵ_{Nd} -Werte (-6.5 bis -8.0, Mittelwert = -7.4, $n = 3$) bei

ähnlichen Nd-Modellaltern (1.67 bis 1.85 Ga, TICHOMIROVA et al., 2001), was von einem noch höheren Krustenanteil in diesen Gesteinen zeugt.

KRÖNER et al. (1995) betrachteten das Rb/Sr-System als gestört und die errechneten initialen Sr-Isotopenverhältnisse ($t = 550$ Ma) als gegenstandslos. Eigene Rb/Sr-Untersuchungen an Gesamtgesteinen und Glimmern (Tab. 12) zeigen, dass das Rb/Sr-System der Gesteine und der Minerale während der variszischen Metamorphose vollkommen umgestellt worden ist. Mit Hilfe der Glimmer wurden Isochronen-Alter von 320 Ma bis 331 Ma bestimmt (TIKHOMIROVA et al., 1995 und Tab. 12). Eigene Untersuchungen bestätigen demzufolge die Aussage von KRÖNER et al. (1995), dass die primären initialen Sr-Initialverhältnisse der magmatischen Protolithen nicht mehr erhalten geblieben sind und somit nicht zu Aussagen über die Magmenherkunft herangezogen werden können. WERNER et al. (1997) und WERNER & LIPPOLT (2000) zeigten, dass auch die K/Ar- und Ar/Ar-Systeme in den Unteren Freiburger Graugneisen vor ca. 330 Ma neu eingestellt wurden und somit die großen Schwankungen der K/Ar-Alter aus früheren Untersuchungen auf lokale Störung des Systems bzw. auf messtechnische Schwierigkeiten zurückzuführen sind.

$\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Gesamtgesteinsproben der Unteren Graugneise schwanken zwischen 6.5 und 10.2 ‰ (Tab. 11) und weisen keine Unterschiede zu den in ihnen auftretenden Xenolithen auf (7.8 bis 11.5 ‰ in TICHOMIROVA et al., 2001). Es ist sehr wahrscheinlich, dass diese Werte nicht oder nur noch schwach die primärmagmatischen Verhältnisse widerspiegeln, sondern stark durch metamorphe und spätere Prozesse beeinflusst worden sind. Die Metamorphose dürfte dabei zur Erhöhung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte geführt haben, Alterationen könnten jedoch auch zu niedrigeren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten führen. In Probe 1 (Ko 92) sind die geringsten Anzeichen von Überprägungen zu finden (frischer Ti-reicher Biotit, frischer Plagioklas) und der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert dieser Probe (10.2‰) widerspiegelt am ehesten den primärmagmatischen Wert.

Wir führten erste Pb/Pb-Untersuchungen an den Gneisen des Erzgebirges durch (Tab. 13). Die Pb-Isotopenverhältnisse der Unteren Graugneise scheinen sekundär verändert worden zu sein, worauf die berechneten Pb-Modellalter (-65 bis 80 Ma) hinweisen. Im Vergleich zu den Oberen Graugneisen und den Rotgneisen besitzen die Unteren Graugneise die kleinsten μ -Werte (heutiges $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis). Ob die Ursache in unterschiedlichen Quellen (mehr Mantelanteil für die Unteren Graugneise) liegt, oder eher auf sekundäre Verschiebungen zurückzuführen ist, kann nicht sicher entschieden werden. Es sei allerdings darauf hingewiesen, dass in weniger gestörten Isotopensystemen (insbesondere Sm/Nd) nur geringe Unterschiede zwischen den Quellen der Unteren und Oberen Graugneisen zu beobachten sind.

4.1.5 ZIRKONMORPHOLOGIE UND INTERNBAU

Erste umfassende zirkonmorphologische und zirkonstatistische Untersuchungen an Graugneisen des Erzgebirges wurden von SCHÜTZEL et al. (1963) durchgeführt, wobei 9 Proben aus der Freiburger Gneiskuppel untersucht wurden. Diese Untersuchungen zeigten eine "Sonderstellung der Unteren Graugneise" im Vergleich zu den Zirkonpopulationen der Oberen Graugneise: "Die auffälligste morphologische Erscheinung der Zirkone des Kerngneises ist die (sich in allen Kennwerten widerspiegelnde) Idiomorphie, die sowohl im idiomorphen Neuwachstum um Altbestand als (besonders) auch in der Neubildung nadliger Zirkonkristalle zum Ausdruck kommt." Die Autoren kommen auf Grundlage dieser Untersuchungen zu dem Schluss, dass der Untere Graugneis magmatogenen Ursprungs ist, der möglicherweise von einem paläogenem Magma abgeleitet werden kann.

Wir separierten Zirkone aus 20 Proben der Unteren Graugneise der Freiburger Gneiskuppel. Sie zeichnen sich durch einen hohen Grad an Idiomorphie aus (Abb. 4-1-5: Morphologie). Das bedeutet, dass sie glatte Kristallflächen besitzen und nur sehr schwach kantengerundet sind.

Auffällig sind die sogenannten Nadelzirkone mit einem Längen/Breiten-Verhältnis > 4 (Zirkone 1 - 3 der Abb. 4-1-5). Diese langprismatischen Zirkone sind immer in der Zirkonpopulation der Unteren Graugneise vorhanden, bilden jedoch mengenmäßig stark unterschiedliche Anteile (Tab. 14). Es hat den Anschein, dass der Anteil langprismatischer Zirkone in den grobfläsigen Graugneisen im Kernbereich der Freiburger Kuppelstruktur zunimmt, insbesondere dann, wenn keine Xenolithe in den Unteren Graugneisen anzutreffen sind. Die äußere Kristallform wird von [110]-Prismenflächen und spitzen [211]- oder [311]-Pyramiden bestimmt. Die [100]-Prismen treten zumeist nur untergeordnet in Erscheinung (Abb. 4-1-5).

Die zur Untersuchung der Internstruktur eingesetzten BSE bzw. CL-Aufnahmen zeigen, dass der Internbau der Nadelzirkone durch eine primär oszillierende Wachstumszonierung gekennzeichnet ist (Abb. 4-1-5). Die Kernzone vieler Nadelzirkone wird durch eine Wachstumszonierung charakterisiert, die entlang der c-Achse verläuft, ohne dass Zonierungen an Pyramidenflächen zu beobachten sind. Dieses Erscheinungsbild wird als initiales Skelettwachstum gedeutet, welches durch eine hohe Zirkoniumsättigung der Schmelze und schnelle Abkühlung des Gesteins hervorgerufen werden kann (BOSSART et al., 1986).

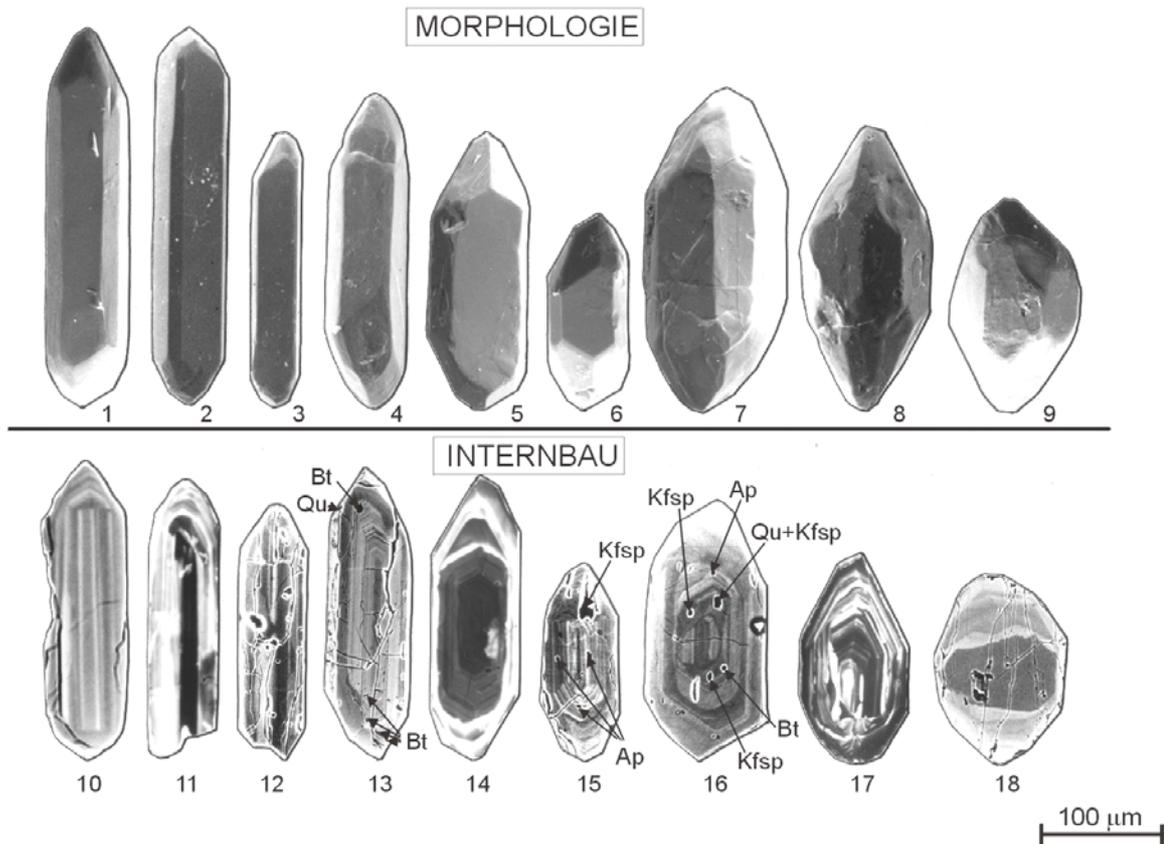


Abb. 4-1-5: Die Zirkonpopulation der Unteren Graugneise am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Rückstrahlelektronen- (BSE: Zirkone 12, 13, 15, 16, 18) bzw. Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL: Zirkone 10, 11, 14, 17) dokumentiert.

Manchmal treten in diesem zentralen Bereich dünne, langgestreckte, polyphase Mineraleinschlüsse (K-Feldspat + Albit + Quarz ± Biotit) auf, die gleichfalls entlang der c-Achse ausgerichtet sind. Dieser Kernbereich wird von einer Zone begrenzt, in der die Zonierung der Kristallflächen [110] und [101] fast gleichmäßig ausgebildet ist, was auf ein abruptes Abfallen der Zirkonium-Übersättigung der Schmelze hinweist. Für das letzte Wachstumsstadium der Nadelzirkone, das deren heutige Zirkonmorphologie bestimmt, ist die Ausbildung von spitzen [211]- oder [311]-Pyramiden bei nur schwach entwickelten [011]-Pyramiden typisch. In den Nadelzirkonen wurden keine alten Zirkonkerne beobachtet.

Idiomorphe Zirkone mit einem geringeren Längen/Breiten-Verhältnis (mittelprismatische Zirkone) zeigen entweder den gleichen zonierten Internbau wie die Nadelzirkone (vgl. Abb. 4-1-5: Zirkon 13 - 15) oder enthalten alte Zirkonkerne und (z.T. mehrere) Anlösungsflächen (vgl. Abb. 4-1-5: Zirkon 16). Fast alle diese Zirkone weisen in ihrer äußeren Form steile Pyramiden auf.

Kurzprismatische Zirkone mit spitzen Pyramiden enthalten fast immer Zirkonkerne, die durch Anlösungsflächen von der äußeren, meist zonierten Wachstumszone getrennt sind. Die Zirkonkerne können zoniert sein, indem die Zonierung entlang der c-Achse (vgl. Abb. 4-1-5: Zirkon 17) oder schief dazu ausgerichtet ist, oder überhaupt keine Zonierung bei hoher CL-Intensität bzw. geringer BSE-Intensität (Abb. 4-1-5: Zirkon 18) aufweisen. Die Anlösungsflächen sind oftmals perfekt gerundet. Einige Kerne sind jedoch eckig und stellen evt. Bruchstücke älterer Zirkone dar. Die Anlösungsflächen könnten ein kurzzeitiges Abfallen der Zirkoniumkonzentration unter die Sättigungsgrenze der Schmelze widerspiegeln, bevor es zur Ausbildung der Zirkonhülle kam. Für die äußere Wachstumszone sind spitze [211]- oder [311]-Pyramiden charakteristisch, was auf ein schnelleres Wachstum der [101]-Pyramidenflächen im Vergleich zu den spitzen Pyramidenflächen hinweist. Stark gerundete Zirkone sind fast nie in den Unteren Graugneisen zu finden.

4.1.6 ZIRKONDATIERUNG

KRÖNER et al. (1995) führten Datierungen an langprismatischen Zirkonen aus zwei Proben der Unteren Graugneise (Freiberg, Lauenstein) durch und erhielten ein Alter von ca. 550 Ma. Dieses Alter wurde als Intrusionsalter des Freiburger Metagranits interpretiert.

Zur Datierung der Zirkone der Unteren Freiburger Gneise setzten wir verschiedene Zirkondatierungsmethoden ein. Mittels **konventioneller U/Pb-Datierung** wurden vier Proben der Unteren Graugneise aus der Freiburger Gneiskuppel analysiert (Tab. 15). Da diese Datierung auf eine Untersuchung von Multi-Korn-Fractionen beruht, wurde die Zirkonpopulation der Proben in unterschiedliche Gruppen aufgeteilt. Die Ergebnisse der konventionellen U/Pb-Datierung zeigen, dass die zur Datierung ausgewählten Zirkongruppen oftmals Mischgruppen von genetisch unterschiedlichen (und damit auch unterschiedlich alten) Zirkonen darstellen. Dies ist besonders für die Proben 17 (Ra 5) und 6 (Bo 3) offensichtlich. Aus diesem Grund wurde der Zirkonauswahl der nachfolgend datierten Probe 1 (Ko 92) besonders viel Aufmerksamkeit gewidmet. Die Zirkongruppen dieser Probe wurden in einer Immersionsflüssigkeit (α -Bromnaphthalin) ausgewählt und ausgelesen, um Kontaminationen durch Zirkone mit älteren Kernen auszuschließen. Datierungsergebnisse dieser Probe sind in Abb. 4-1-6 dargestellt. Vier Zirkongruppen (Fraktion 1a, 1b, 2a, 2b) definieren eine Diskordia mit einem oberen Schnittpunkt von 558 ± 19 Ma. Die Zirkongruppen 1a und 1b umfassen Zirkone mit einem Längen/Breiten-Verhältnis von größer 6, die Zirkongruppen 2a und 2b Zirkone mit einem Längen/Breiten-Verhältnis zwischen 4 und 6. Für die Fraktionen 1a und 2a wurden die "idealsten" Zirkone ausgewählt, d.h. Zirkone, die keine Kerne, keine Einschlüsse

und keine Risse enthalten, möglichst klar sind und glänzende Oberflächen aufweisen. Die Fraktion 2a erbrachte ein konkordantes Alter von 548.9 ± 4.4 Ma. Datierungen an Zirkonen mit einem geringeren Längen/Breiten-Verhältnis (<4) ergeben diskordante und deutlich höhere Alter.

Langprismatische Zirkone der Probe 1 (Ko 92) wurden zusätzlich mit der **low blank U/Pb-Methode** analysiert, bei der nur 2 bis 5 Zirkonkristalle eingesetzt wurden (Tab. 16). Die Zirkonkörner wurden zum Teil vorher abradiert. Die Ergebnisse sind in Abb. 4-1-6 als schwarz gefüllte Fehlerellipsen (nummeriert mit I, II, III und IV) dargestellt. Alle vier Analysen erbrachten schwach diskordante Alter mit $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Altern zwischen 537.5 und 542.9 Ma. Die Diskordia aus diesen 4 Datenpunkten schneidet die Konkordia bei 542 ± 5.5 Ma und 17 ± 38 Ma.

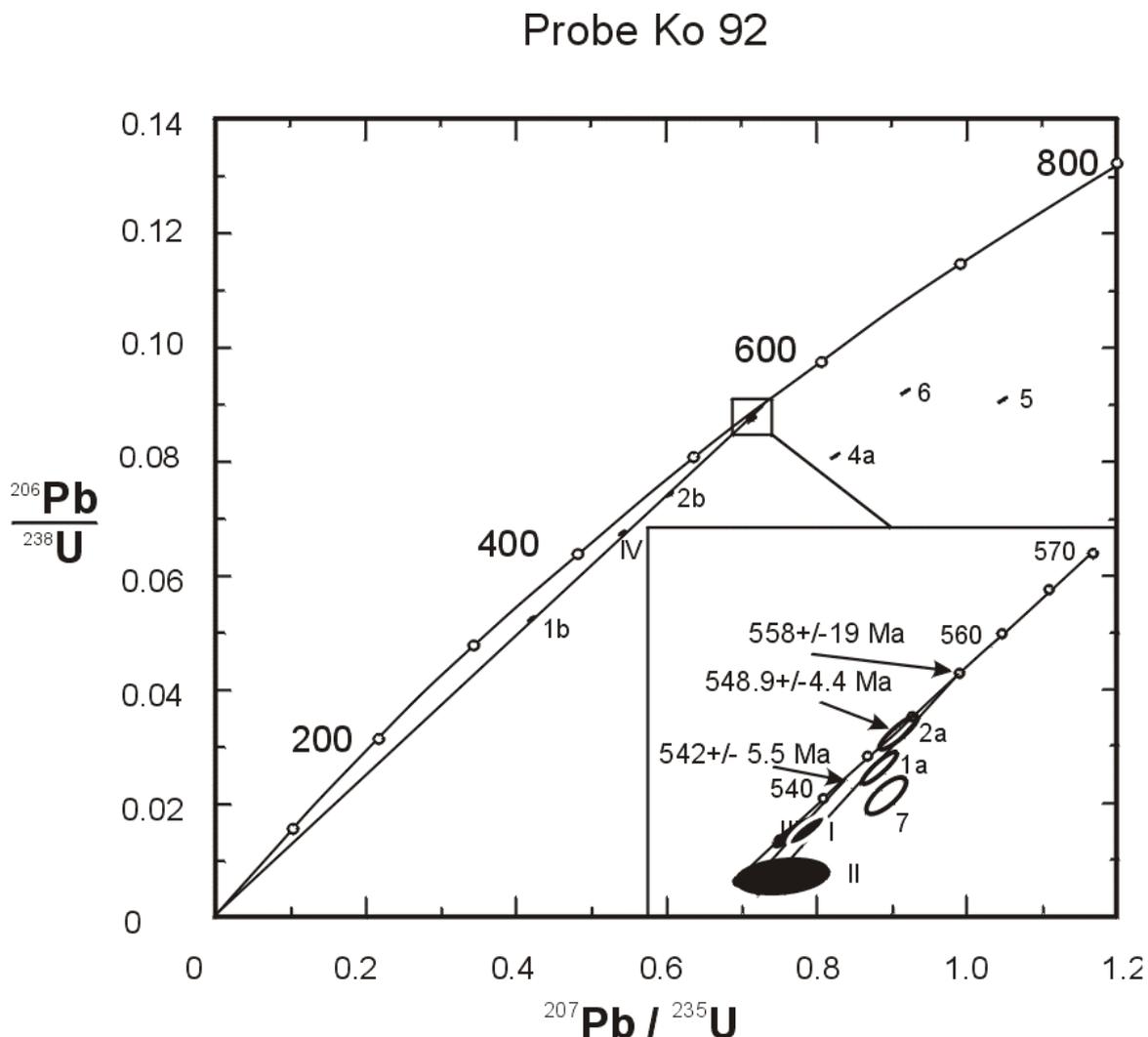


Abb. 4-1-6: Konkordia-Diagramm der Probe 1 (Ko 92) mit Ergebnissen der konventionellen U/Pb-Datierung an Multikorn-Zirkongruppen (Fraktionen 1 bis 7) und der low-blank U/Pb-Datierung an 2 bis 5 Zirkonkristallen (I bis IV).

Mittels **Zirkonevaporation** können an einzelnen Zirkonkörnern $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter bestimmt werden. Der Vorteil dieser Methode besteht darin, dass einzelne Zirkonkörner gezielt zur Datierung ausgewählt werden können. Ein Nachteil dieser Methode ergibt sich daraus, dass nur Pb-Isotopenverhältnisse untersucht werden können und somit keine Aussage zum Grad der Diskordanz möglich ist. Deshalb ist es notwendig, an mehreren Zirkonen einer Probe reproduzierbare Alter zu erbringen.

Insgesamt wurden 21 langprismatische Nadelzirkone aus 6 Proben datiert (Tab. 17). Die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter schwanken zwischen 534 und 548 Ma. Zum Vergleich wurde die Probe DDR 16 (Freiberg, Münzbachtal) aus KRÖNER et al. (1995) mit in die Untersuchungen einbezogen, für die die Autoren ein Alter von 550 ± 7 Ma angaben. Unsere Messungen ergeben einen Mittelwert von 538 ± 3 Ma für diese Probe und liegen im gleichen Bereich wie die der anderen Proben. Der Mittelwert aller 21 Nadelzirkone aus 6 Proben (einschließlich der Probe DDR 16) beträgt 540 ± 2 Ma (Tab. 17, Abb. 4-1-7).

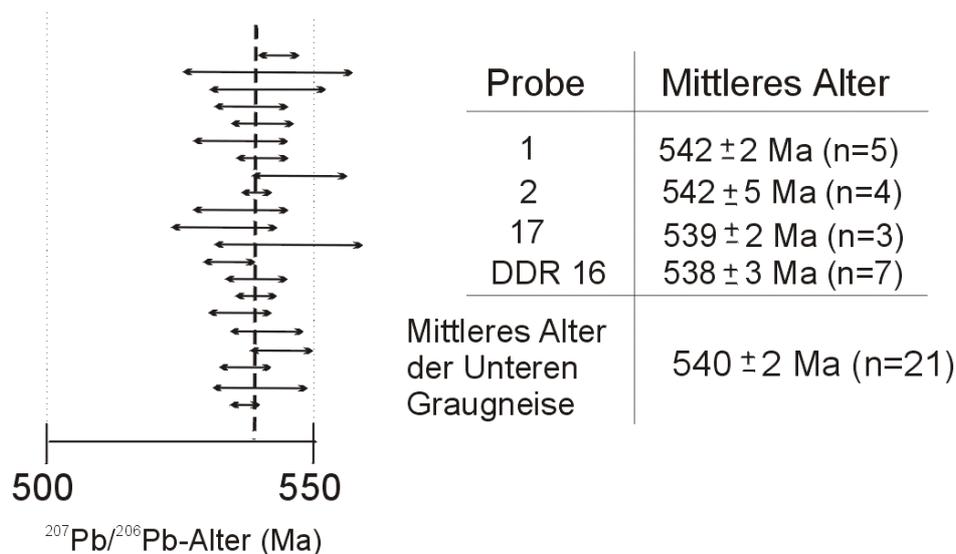


Abb. 4-1-7: Ergebnisse der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsmessungen der Nadelzirkone der Unteren Graugneise (vgl. Tab. 17)

Zirkondatierungen an Einzelzirkonen, die nicht zur Gruppe der Nadelzirkone gehören (Längen/Breiten-Verhältnis < 4), liefern zumeist deutlich höhere $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter (von 564 bis 2435 Ma; vgl. Tab. 17). Rückstrahlelektronen (BSE) und Kathodolumineszenz-Bilder (CL) belegen die Häufigkeit von Kernen für diese Zirkone (Abb. 4-1-5). Insbesondere die kurzprismatischen Zirkone mit spitzen Pyramiden weisen Kerne auf.

Um genauere Informationen zum Alter dieser Kerne zu gewinnen, wurden einige dieser Zirkone für die Datierung mit der **U/Pb-SHRIMP-Methode** ausgewählt. SHRIMP-Untersuchungen erlauben lokal aufgelöste Altersinformationen für verschiedene Bereiche

eines Zirkonkornes zu gewinnen. Die Ergebnisse der Untersuchungen an Zirkonen der Probe Ra 3 sind in Tab. 22 und Abb. 4-1-8 aufgeführt.

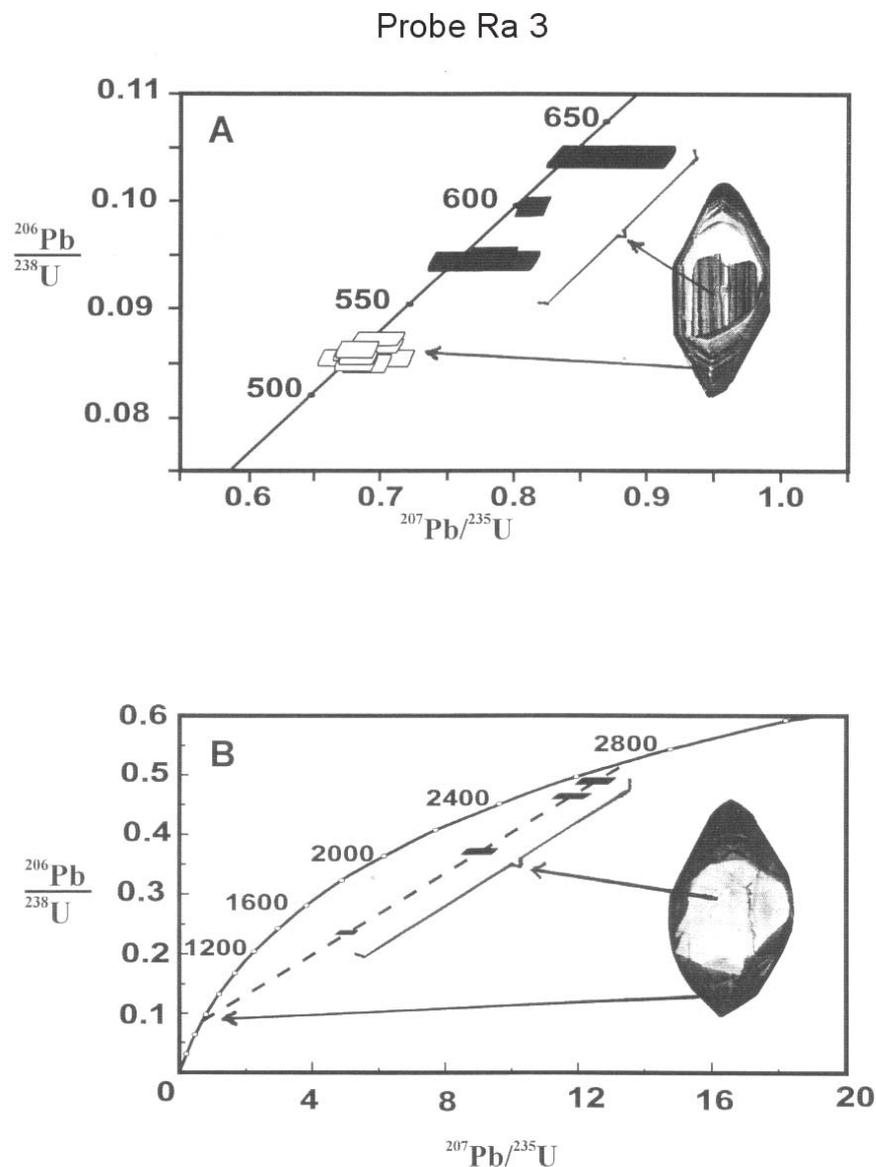


Abb. 4-1-8: Konkordia-Diagramm mit Ergebnissen der U/Pb-SHRIMP-Analysen an kurzprismatischen Zirkonen mit spitzen Pyramiden der Probe 16 (Ra 3). A – Neoproterozoische Kerne mit ca. 530 Ma alten Überwachungshüllen, B – Archaische Kerne mit ca. 530 Ma alten Überwachungshüllen.

Folgende Aussagen konnten gewonnen werden:

- Alle untersuchten Zirkonränder besitzen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter zwischen 520 und 540 Ma (mittleres Alter 528 ± 6 Ma, 2σ mean). Mittlere $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter bewegen sich zwischen 534 und 603 Ma. Die Zirkonhüllen sind demnach zur gleichen Zeit (oder vielleicht etwas später) als die Nadelzirkone gebildet worden, d.h. sie gehören wahrscheinlich zu dem gleichen magmatischen Ereignis.

– Es können verschieden alte Zirkonkerne unterschieden werden:

- a) Archaische Zirkonkerne fallen im CL-Bild durch eine sehr starke CL-Intensität auf. Diese geht mit einer sehr geringen U-Konzentration einher. Der obere Schnittpunkt der Diskordia, die aus 4 Analysen von 2 Zirkonkörnern gebildet wurde, beträgt 2740 ± 64 Ma (Abb. 4-1-8 B).
- b) Stark diskordante Messungen an zonierten Zirkonkernen ergeben $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von ca. 2200 - 2100 Ma.
- c) Im CL-Bild eng zoniert erscheinende Zirkonkerne weisen scheinbare $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter zwischen 580 und 640 Ma auf (Abb. 4-1-8 A). Diese Alter sind schwach diskordant. Es ist für diese Punkte nicht möglich, eine Diskordia mit einem gut definierten oberen Schnittpunkt zu konstruieren, da die Diskordia fast parallel zur Konkordia verlaufen würde.

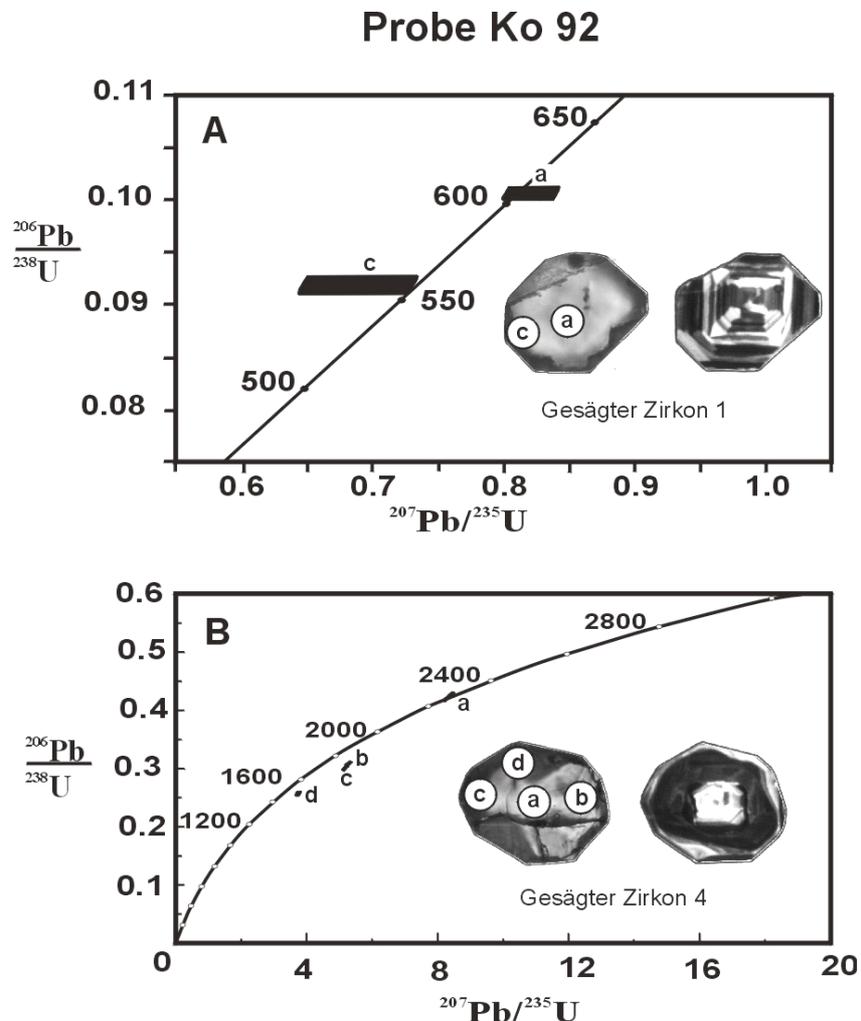


Abb. 4-1-9: Konkordia-Diagramm mit Ergebnissen der U/Pb-SHRIMP-Analysen an kurzprismatischen Zirkonen mit spitzen Pyramiden der Probe 1 (Ko 92), Schnitt rechtwinklig zur c-Achse. A – Neoproterozoischer Kern im Zirkon 1 mit Wechsel des dominierenden Prismas von [100] im Kern zu [110] am Rand, B – deutlich älterer Kern mit hoher CL-Intensität im Zirkon 4.

Einige kurzprismatische Zirkone mit spitzen Pyramiden der Probe 1 (Ko 92) wurden rechtwinklig zur c-Achse mit der Zirkonsäge (SERGEEV et al., 1997) in der Mitte des Kristalls getrennt, um eventuelle Veränderungen in der Zirkontracht zwischen Kern und Hülle beobachten zu können. Am gesägten Zirkon 1 ist ein Wechsel vom dominierenden [100]-Prisma im Kern zum dominierenden [110]-Prisma in der Hülle zu beobachten (Abb. 4-1-9 A). Aus den U/Pb-Analysedaten (Tab. 22, Abb. 4-1-9 A) kann auf das Vorhandensein von zonierten neoproterozoischen Kernen (ca. 600 Ma) in jüngeren Hüllen geschlossen werden. Dagegen weisen Kerne mit sehr hoher CL-Intensität (Abb. 4-1-9 B: gesägter Zirkon 4) deutlich höhere Alter auf. Das im Punkt a dieses Zirkons bestimmte konkordante Alter beträgt 2250 Ma.

Die durchgeführten Zirkonuntersuchungen belegen, dass die Nadelzirkone der Unteren Graugneise vor ca. 540 Ma in einem Magma gebildet wurden (low blank U/Pb-Datierung, Evaporation). Das durch die konventionelle U/Pb-Datierung gewonnene Alter von 550 Ma scheint leicht erhöht zu sein. Der Grund dafür könnte in einer geringen Kontamination durch Zirkonaltbestand (z.B. alte Zirkonkerne) in den analysierten Multi-Korn-Fractionen liegen. Gleichzeitig mit den Nadelzirkonen bildeten sich die Zirkonhüllen der mittel- und kurzprismatischen Zirkone, die deren heutige Morphologie ([110]-Prismen, spitze Pyramiden) bestimmen. Für den Zirkonaltbestand scheinen diskrete Zeitmarken charakteristisch zu sein: Archaikum (ca. 2740 Ma), Paläo-Proterozoikum (2250 - 2100 Ma) und Neo-Proterozoikum (ca. 640 - 580 Ma). Konventionelle U/Pb-Alter und Evaporationsalter dieser mittel- bis kurzprismatischen Zirkone stellen Mischalter dar und können nicht zur Charakterisierung des Alters der Altbestandsquellen herangezogen werden.

4.1.7 GENESE DER UNTEREN GRAUGNEISE

Die durchgeführten Untersuchungen - insbesondere die Untersuchungen zur Zirkonmorphologie und dem Zirkoninternbau - belegen eine magmatische Herkunft der Unteren Graugneise. Der Zeitpunkt der magmatischen Bildung dieser Meta-Granite wurde durch Zirkondatierungen an Gneisen aus der Freiburger Kuppel (eigene Untersuchungen) und aus dem Gebiet Lauenstein (KRÖNER et al., 1995) mit ca. 550 - 540 Ma (das entspricht der Grenze Präkambrium/Kambrium) bestimmt. Die Meta-Granite weisen charakteristische Merkmale von S-Typ Graniten (z.B. A/CNK > 1.1, hohes normatives Corundum > 2.2, relativ hohe Cr und Ni Gehalte, negative ϵ_{Nd} - und hohe $\delta^{18}O$ -Werte) auf und sind somit durch Aufschmelzen von altem, vorwiegend sedimentärem Krustenmaterial (z.B. unreife

Grauwacken, Semi-Pelite oder alterierte intermediäre bis saure Vulkanoklastika) entstanden. Es tritt ein relativ hoher Anteil von Altbestandszirkonen auf (zumeist in Form von Kernen), welche diskreten Altersmarken entsprechen (ca. 2740 Ma, ca. 2250 - 2100 Ma, ca. 640 - 580 Ma). In den Meta-Graniten lassen sich somit Spuren einer Aufarbeitung von proterozoischer und archaischer Kruste nachweisen. Die mesoproterozoischen Nd-Modellalter (1.5 bis 1.8 Ga) und $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter sind vermutlich ein Produkt der Mischung archaisch-frühproterozoischer Zeitmarken mit dem 540 Ma alten Prozess der Granitbildung (vgl. Abschnitt 5.3.1.1).

4.2 Obere Graugneise

4.2.1 GEOLOGIE



Die Oberen Graugneise des Erzgebirges bauen die Graugneisgebiete des Westerzgebirges und die peripheren Teile der Freiburger Kuppel auf. Im Westerzgebirge bilden die Oberen Graugneise zwei kuppelförmige Strukturen: die Marienberger und Annaberger Graugneiskuppeln. Diese sind voneinander durch die Wiesenbader Störung getrennt, die eine Sprunghöhe von ca. 1000 Metern besitzen soll (WATZNAUER, 1954). Der Obere Freiburger Gneis (auch als "Äußerer Freiburger Graugneis" oder "Freiburger Hüllgneiss" bezeichnet), ist durch die Flöhazone vom Marienberger Gneis getrennt und wird als identisch mit dem Annaberger und Marienberger Gneis angesehen. Sowohl durch mineralfazielle als auch insbesondere strukturelle Merkmale geben sich innerhalb jedes Gneisareals zahlreiche unterschiedliche Gneistypen zu erkennen.



Abb. 4-2-1: Varietäten der Oberen Graugneise. A – feinkörniger, reliktscher Paragneis (Probe 33: Ko 277), B – Feldspat-blastischer Gneis (Probe 44: KE 400), C – "grauer" Augengneis (Probe 58: KE 488), D – Muldaer Granitgneis (Probe 54: Ko 322).

In ihrer Hauptmasse bestehen die Oberen Graugneise aus feinkörnigen bis mittelkörnigen Muskowit-Biotit-Gneisen. Diese wurden von K. SCHMIDT (1959) auch als "reliktische Paragneise" bzw. "Zweiglimmergneise" bezeichnet. Die Gefüge umfassen körnige, körnig-streifige, flaserige, stengelige und schuppige Typen. Dabei ist oft eine Wechsellagerung von glimmerreichen und -armen, feinschiefrigen Gesteinen, die phyllitischen Habitus annehmen, und feinkörnigen bis dichten, grauwackenähnlichen Modifikationen mit massigem oder schiefrig-plattigem Gefüge zu beobachten. Neben diesen "reliktischen Paragneisen" (Abb. 4-2-1 A) treten besonders in den Zentralbereichen der Annaberger und Marienberger Kuppel häufig klein- bis mittelkörnige, blastische Gneise auf (Abb. 4-2-1 B). Diese Gneise enthalten bis zu zentimetergroße Plagioklas-Blasten. In den Randbereichen der Kuppeln sind eher plattige Gneise zu finden. SEBASTIAN (1995) erklärt die unterschiedlichen Gefügebilder vergleichbarer Gneise der Flöhazone (mittleres Erzgebirge) mit variabler

Deformationsintensität und schlussfolgert, dass primäre stoffliche Heterogenitäten nur sehr selten die Ursache der verschiedenen Gneisvarietäten sind.

Die Grenzen zwischen den Oberen und Unteren Graugneisen sind im Gelände oft durch kontinuierliche Übergänge der Gefüge maskiert. Ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal der Oberen Graugneise ist neben ihrer feinkörnigen Ausbildung die Vielzahl von Gesteinseinlagerungen mit erhöhter Variabilität in Gefüge oder/und stofflicher Zusammensetzung (dichte Gneise, Plattengneise, Muskowitgneise, "graue" Augengneise, Quarzite und Quarzitschiefer, Kalkstein, konglomeratführende Lagen, Amphibolite und Eklogite). Die Häufigkeit dieser Einschaltungen ist relativ gering im Kontaktbereich zu den Unteren Graugneisen, wodurch die Grenze zwischen den Gneisen der Unteren und Oberen Stufe schwer festzulegen ist.

Wesentlich mehr Einlagerungen, die in der Regel konform zur Hauptschieferung verlaufen, sind im "Hangenden", also in den weiter entfernten Randbereichen der Graugneis-Kuppeln zu finden. Muskowitgneise bilden langgestreckte Vorkommen, deren Gefüge von feinkörnig-mittelkörnig, plattig-stengelig bis mittelkörnig-augig variiert. Sie zählen zu den Rotgneisen und werden dort detaillierter behandelt (Abschnitt 4.3). Zu den "grauen" Augengneisen zählen die von SCHALCH (1878) als "zweigliedrige Augengneise" bezeichneten und von PIETZSCH (1962) zu den "Gneisen unsicherer Stellung" gestellten Augengneiszüge bzw. -zonen von Bärenstein-Schlettau und von Wolkenstein (Abb. 4-2-1 C). Später ordneten einige Autoren diese Augengneiskörper den Rotgneisen zu (z.B. WIEDEMANN, 1965). PIETZSCH (1962) zählte weiterhin den Drehfelder Gneis und den Muldaer Granitgneis im Osterzgebirge (Abb. 3-2-1 D) zu den "Gneisen unsicherer Stellung". Die meisten "grauen" Augengneiskörper treten im Randbereich der Graugneiskuppeln im Grenzbereich zwischen Gneis und Glimmerschiefer auf. Quarzite bilden kleinere Linsen. Kalkstein ist in Form langgezogener Lagen zu finden, die sich manchmal über mehrere Kilometer verfolgen lassen (z.B. Kalksteinlager zwischen Memmendorf und Frankenstein im Osterzgebirge über 4 km verfolgbar). Es sind aber auch kleinere, weniger mächtige Kalksteinlager bekannt. Konglomerat- oder geröllführende Lagen sind an mehreren Stellen des Erzgebirges gefunden worden, jedoch nur in sehr lokaler Verbreitung. HOFMANN (1974) beschreibt langgestreckte Gerölle (Quarzgerölle, Gneisgerölle, Glimmerschiefergerölle sowie dichte Granitgerölle) mit einer Größe bis zu 30 cm in einer deutlich klastischen, grobkörnigen Matrix bei Sadisdorf. Bekannt sind auch die geröllführenden, dichten Gneise bei Obermittweida, deren Geröllgröße von kleinsten Körnchen bis zu Kopfgröße schwankt. Nach MEHNERT (1938) bestehen die Gerölle aus rund 50% Grauwacken und Grauwackenschiefer, rund 30% Quarzporphyre, rund

11% Granite, rund 6% Quarzite, sowie Lamprophyre, Diabase und Quarz. Amphibolite treten überall als kleinere Linsen in den Graugneisen auf. Die Eklogite bilden gleichfalls kleinere Linsen, sind jedoch verstärkt in Gebieten zu beobachten, die generell eine höhere Häufigkeit der Einlagerungen in den Graugneisen aufweisen.

Da die Einlagerungen konform zur Hauptschieferung der umgebenden Graugneise eingebettet sind, müssen diese Verbandsverhältnisse vor dem variszischen Ereignis der Hauptschieferung entstanden sein. Es ist jedoch fraglich, ob sie somit eine primäre sedimentäre Schichtung widerspiegeln, wie das oftmals angenommen wurde (z.B. SCHMIDT, 1959; HOFMANN, 1974; LORENZ & HOTH, 1964, 1990). Vermutlich ist diese Wechsellagerung als Ergebnis tektonischer Prozesse zu betrachten.

Nicht näher eingegangen werden soll hier auf die sogenannten metatektischen Gneise (auch als Injektions- bzw. Flammengneise bezeichnet), die verstärkt in der Flöhatalzone auftreten.

4.2.2 PETROGRAPHIE

Eine detaillierte petrographische Beschreibung der Oberen Graugneise ist u.a. bei SCHMIDT (1959), HOFMANN (1965), WIEDEMANN (1969) und KLEMM (1995) zu finden.

Die Hauptgemengteile der Oberen Graugneise sind Biotit, Muskowit, Plagioklas (Albit, Oligoklas) und Quarz. Kalifeldspat spielt im Unterschied zu den Unteren Graugneisen eine untergeordnete Rolle oder fehlt ganz. Bei variablen Anteilen von Biotit und Muskowit dominiert ersterer. Geringe Granatgehalte finden sich häufig, wenn auch nicht stets. Durchgängige Akzessorien sind Apatit, Opakminerale, Rutil und Zirkon, während Titanit und teilweise Turmalin eine Bevorzugung bestimmter Gesteinstypen erkennen lassen.

Der Modalbestand der Biotit- bis Zweiglimmergneise der Oberen Graugneise ist relativ einheitlich (vgl. Tab. 2). Gneise aus dem Osterzgebirge (Obere Freiburger Gneise) führen oftmals mehr Kalifeldspat, jedoch weniger Granat als Graugneise der Marienberger und Annaberger Kuppeln. Die geringsten Kalifeldspat- und höchsten Granat-Gehalte sind für die Plagioklasblasten-Gneise typisch, die gegenüber anderen Gneisvariationen im Westerzgebirge dominieren und nur untergeordnet im Osterzgebirge auftreten.

Gefüge und Modalbestand der Oberen Graugneise lassen eine Teilung in folgende Gruppen zu, die jedoch durch fließende Übergangstypen miteinander verbunden sind (modifiziert nach WIEDEMANN, 1969):

- Reliktische Paragneise und Paragneise mit untypischen Gefügen (Abb. 4-2-1 A)
- Feldspat-blastische Gneise (Abb. 4-2-1 B)
- "graue" Augengneise (Abb. 4-2-1 C)

- Gneise unsicherer Stellung (Abb. 4-2-1 D).

Die megaskopisch zum Teil dicht erscheinenden Vertreter der reliktischen Paragneise zeigen unter dem Mikroskop häufig ein deutlich wechselkörniges Gefüge. In einer mikrokristallinen bis dichtkörnigen Matrix aus Quarz, Feldspäten, Biotit und Muskowit sind größere Quarze und Feldspatkörner von ovaloider bis fast kugelförmiger Form sowie gröbere Glimmerschuppen eingestreut. Daneben finden sich gelegentlich gröberklastische Komponenten mit eckiger Begrenzung.

Für die feinkörnigen Glieder der reliktischen Paragneise ist vielfach eine ausgesprochen homogene Verteilung der Einzelminerale typisch. Quarz und Feldspäte bilden gleichkörnige Pflaster mit bevorzugt isometrischer Form der Einzelkörner. Die Glimmer sind nicht eingeregelt. Das Gefüge wird vereinzelt durch disken- bis blättchenförmige reine Quarzpflaster unterbrochen, die auf ausgewalzte kleine Quarzgerölle zurückgehen könnten.

Zur Gruppe der Paragneise mit untypischen Gefügen gehören fein- bis feinkörnige Gneise, die sich unter Kornvergrößerung aus feinkörnigen Gneisen entwickelt haben. Neben einer größeren Ausbildung der Einzelkörner sind oftmals bis zu wenige Millimeter dicke, meist kurzfasrige, streifige oder auch stengelige, helle Gefügebereiche ausgebildet, die vorwiegend aus Feldspat bzw. Feldspat + Quarz bestehen, selten aus reinen Quarzpflastern. Es könnte sich dabei um gröberklastische Bereiche des sedimentären Edukts handeln. Gesteine dieses Typs sind meistens schwach von der syn- bis postkinematischen Blastese betroffen. Dies führt zu einer scheinbaren Entwicklung der Glimmer und zu einer blastischen Verschränkung des ganzen Kornverbandes. Dabei gerät Quarz als Einschluss in die rekristallisierenden Komponenten. Plagioklas, deren Anorthit-Gehalt stark schwanken kann (zwischen 10 und 35%, KLEMM, 1995), zeigt neben buchtigen Umrisssen eine Tendenz zu isometrischen Formen. Nur einzelne Plagioklasblasten umgreifen die Enden von Glimmerscheiten und schließen gelegentlich auch Glimmer ein.

Im Gegensatz zu den reliktischen Paragneisen und Paragneisen mit untypischen Gefügen wird das Gefügebild der Feldspat-blastischen Gneise durch Blastese bestimmt. Der Durchmesser der Plagioklasblasten variiert von kleiner 1 mm bis über 20 mm Größe, wobei 2 bis 5 mm große Blasten am häufigsten auftreten. Die Plagioklasblasten enthalten zahlreiche Einschlüsse, an deren Zusammensetzung sich praktisch alle gesteinsbildenden Minerale beteiligen. Neben dieser zweiten Plagioklasgeneration (Plagioklas II) ist oft ein älterer Plagioklas (Plagioklas I) enthalten, der Teilbereiche der Blasten einnehmen kann oder Teil der Matrix ist. Plagioklas I ist gegenüber dem frischen Plagioklas II weitgehend serizitisiert. Der Anorthit-Gehalt der Plagioklasblasten variiert sehr stark, wobei eine drastische Zunahme

vom Kern (ca. 15 Mol-%) zu den Randbereichen der Körner (ca. 35 Mol-%) festgestellt worden ist (KLEMM, 1995). Die blastische Entwicklung führt zu einer Vergrößerung auch der übrigen Minerale. Quarz und vor allem Glimmer füllen die Zwischenräume zwischen den Blasten. Bei den reliktschen Paragneisen sind somit noch blasto-kataklastische Gefüge bestimmend, während bei den Feldspat-blastischen Gneisen die Blastese alle primären Gefügestrukturen weitgehend beseitigt hat.

Das Korngefüge der grauen Augengneise zeichnet sich durch ein breites Spektrum von auf Scherflächen kataklasierten, extern rotierten und teilweise rekristallisierten Quarz-Feldspat-Bruchstücken sowie durch eine syndeformative Kalifeldspatblastese aus. WIEDEMANN (1989) betrachtet die von ihm untersuchten Augengneise von Wolkenstein nicht als Orthogesteine, sondern als Blastomylonite, da ihr Gefüge durch eine zeitlich enge Verknüpfung von kataklastischen (kleine Scherbahnen, Mineralbruchstücke) und kristalloblastischen Vorgängen (Rekristallisation und Bildung von Feldspatäugen) gekennzeichnet ist.

Als Vertreter der Gneise unsicherer Stellung ist der Granitgneis von Mulda in die Untersuchungen einbezogen worden. Die Gesteine verfügen über ein granitisch-körniges Gefüge und enthalten zahlreiche Xenolithe. Kalifeldspat tritt in den Granitgneisen mengenmäßig deutlich hinter Plagioklas zurück. Neben Biotit ist Muskowit, sowie in geringen Gehalten Granat, vertreten.

4.2.3 GEOCHEMIE

Elementgeochemische Untersuchungen der Oberen Graugneise wurden u.a. von PIETZSCH (1954), SCHMIDT (1959), WIEDEMANN (1965), OESTRICH (1973) und MINGRAM (1996) vorgestellt. Diese Analysen wurden vorwiegend an Gneisen des Westerzgebirges (Marienberger und Annaberger Kuppeln) durchgeführt. Nach WIEDEMANN (1965) sind nur die reliktschen Paragneise durch geringere K-Gehalte von den Unteren Freiburger Gneisen geochemisch zu unterscheiden. Auf die Verteilung der SEE geht erstmals MINGRAM (1996) ein.

Wir untersuchten 26 Proben aus den Oberen Graugneisen des Rahmens der Freiburger Kuppel und des Westerzgebirges (Abb. 4-2-2). Außerdem nutzten wir Daten aus MINGRAM (1996) von Gneisen des Westerzgebirges zum Vergleich (Mittelwerte für Feldspat-blastische Gneise der HP-LT Einheit: "Fsp-bl. Gn. 1", n = 14; Feldspat-blastische Gneise ohne eindeutige Zuordnung zu einer PT-Einheit: "Fsp-bl. Gn. 2", n = 17; "dichte Gneise" n=15). Die Ergebnisse sind in den Tabellen 4 und 8 und den Abbildungen 4-2-3 bis 4-2-5 dargestellt.

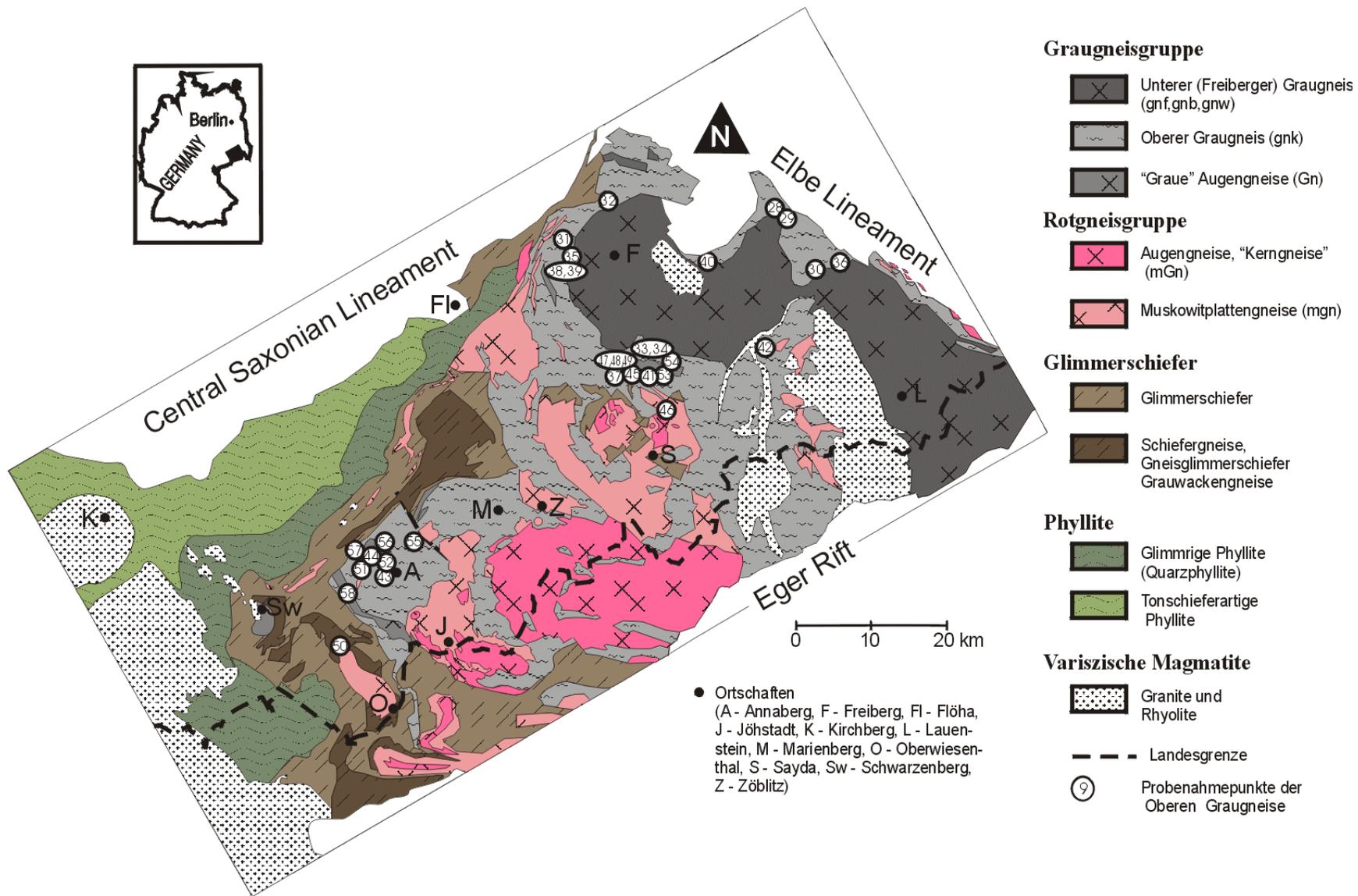


Abb. 4-2-2: Geologische Karte des Erzgebirges nach KOSSMAT & PIETZSCH (1930) mit Probenahmepunkten der Oberen Graugneise.

Die Geochemie der zahlreichen Einlagerungen in den Oberen Graugneisen wurde nicht untersucht.

Die Elementgehalte der Oberen Graugneise variieren stark (z.B. SiO_2 von 60 bis 82%). Ähnlich wie bei den Unteren Graugneisen lassen sich Elementkorrelationen feststellen. So weisen Gneise mit geringeren SiO_2 -Gehalten zumeist höhere Gehalte an Al_2O_3 , MgO und TiO_2 auf (vgl. Abb. 4-2-3). Nach MINGRAM (1996) verlief die Metamorphose im wesentlichen isochem (vgl. Abschnitt 4-1-3). Die beobachteten Elementkorrelationen hängen wahrscheinlich von den Gehalten an Biotit und Plagioklas im Gestein (und damit im Edukt dieser Paragneise) ab. In der Abb. 4-2-3 deutet sich ein tendenziell anderer Chemismus der Gneise des Westerzgebirges (geringere SiO_2 -Gehalte, aber höhere Gehalte an Al_2O_3 , MgO und TiO_2) gegenüber denen aus dem Osterzgebirge an.

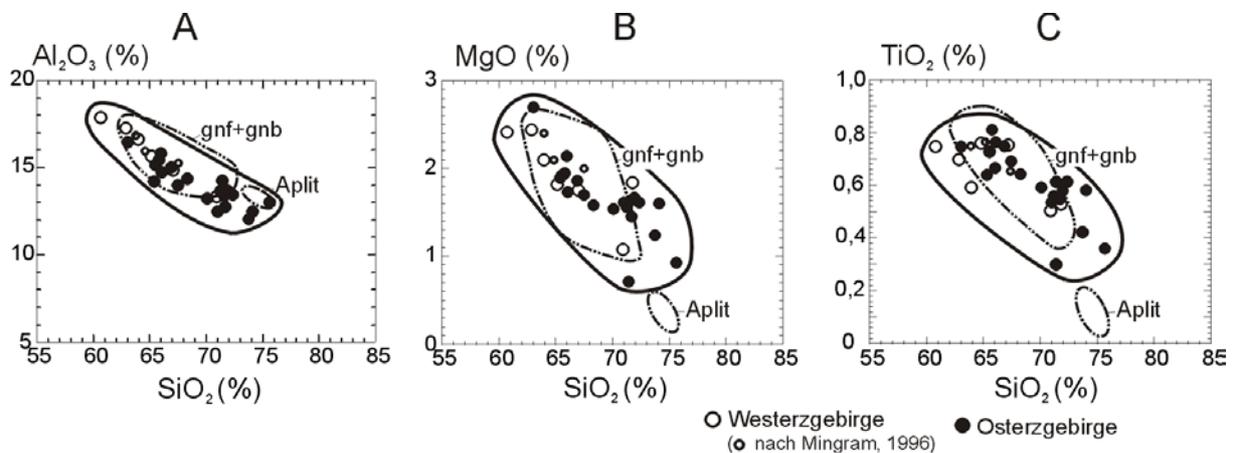


Abb. 4-2-3: Ausgewählte SiO_2 -bezogene Harker-Diagramme der Oberen Graugneise des West- und des Osterzgebirges. Zum Vergleich sind die Variationsbereiche der Unteren Graugneise (vgl. Abb. 4-1-3) angegeben. Aus MINGRAM (1996) wurden Mittelwerte für 3 Gruppen der Gneise des Westerzgebirges verwendet (nähere Erläuterungen im Text, Werte in Tab. 4, 8).

Bei Anwendung von Eduktdiagrammen (Abb. 4-2-4) wird deutlich, dass die Edukte der Oberen Graugneise unreife Sedimente wie z.B. Grauwacken gewesen sein könnten, die sich durch die relativ schnelle Abtragung von sauren magmatischen Gesteinen gebildet haben. Als Milieu für eine solche schnelle Abtragung kommen aktive Kontinentalränder bzw. Inselbogen in Frage.

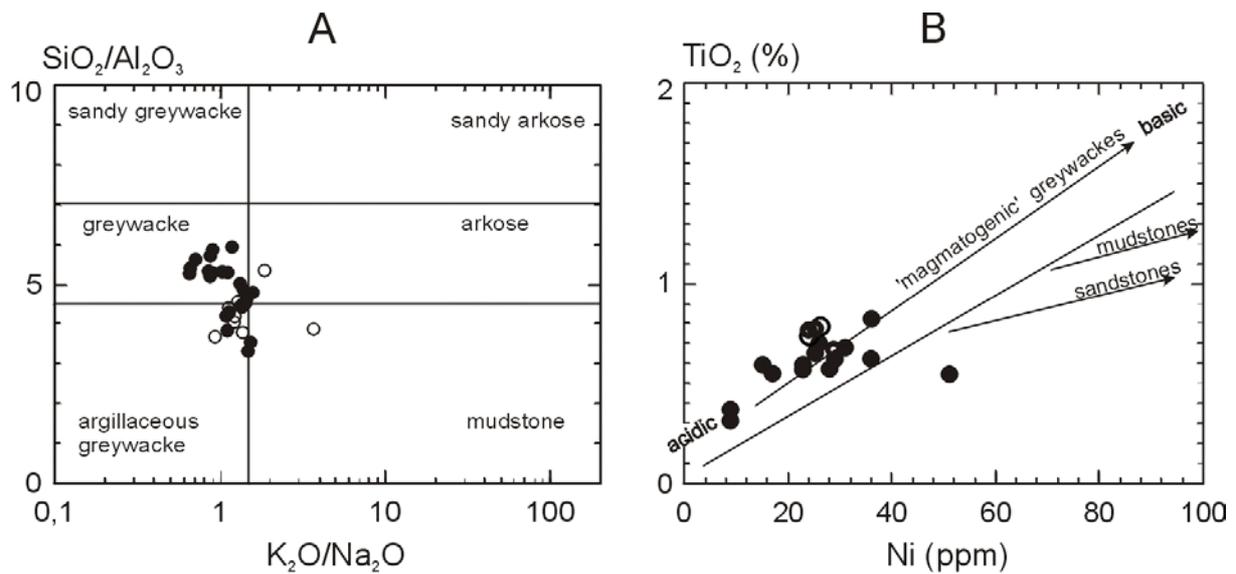


Abb. 4-2-4: Eduktdiagramme für die Oberen Graugneise. Signaturen wie in Abb. 4-2-3. A – Eduktdiagramm nach WIMMENAUER (1984), B – Eduktdiagramm nach FLOYD et al. (1989). Die chemische Zusammensetzung der Gneise des Westerstgebirges (offene Kreise) deutet auf einen höheren Anteil von pelitischem Material und/oder stärkerer Beteiligung von intermediären Edukten.

Die Variabilität in der geochemischen Zusammensetzung der Oberen Graugneise des Westerstgebirges könnte eine stärkere pelitische oder aber intermediäre Komponente in den magmatischen Abtragungsprodukten dieser Meta-Grauwacken widerspiegeln.

Die SEE-Verteilungsmuster der meisten Oberen Graugneise unterscheiden sich untereinander kaum und ähneln denen der Unteren Graugneise (Abb. 4-2-5). Die leichten SEE sind stark angereichert, wie es für Gesteine der Oberen Kruste typisch ist. Alle Proben weisen eine negative Europium-Anomalie auf, die wahrscheinlich aus den magmatischen Abtragungsgesteinen übernommen wurde und vielleicht auf eine Feldspatabsonderung während der Bildung der magmatischen Ausgangsgesteine zurückgeht. BHATIA & CROOK (1986) zeigen ähnliche SEE-Verteilungsmuster für Grauwacken, die sich aus Granit-Gneisen im Bereich aktiver Kontinentalränder entwickelt haben ("Andean type").

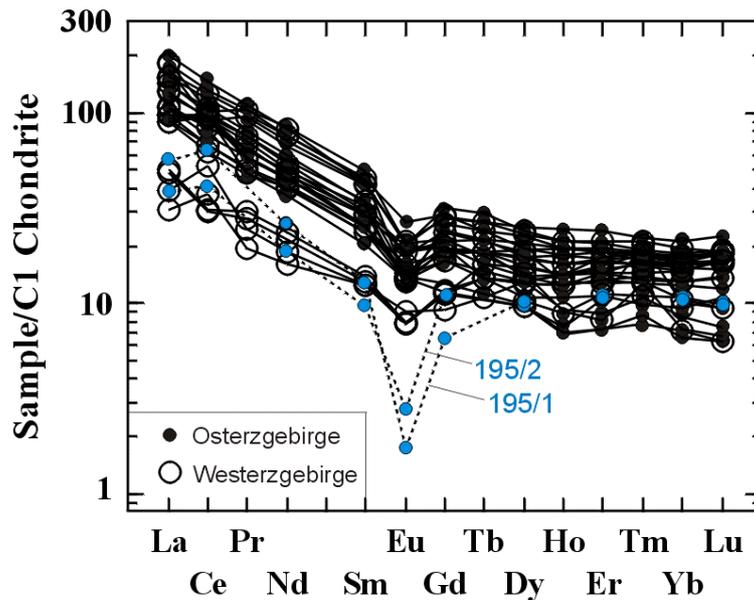


Abb. 4-2-5: SEE-Verteilungsmuster der Oberen Graugneise, normiert nach EVENSEN et al. (1978)

Durch eine sehr starke negative Europium-Anomalie und geringere Gehalte der leichten SEE unterscheiden sich die Proben 48 (Ko 195/1) und 49 (Ko 195/2), die mechanisch getrennte Anteile einer Gesteinsprobe darstellen. Das Gesamtgestein zeigt für Obere Graugneise untypische, leukokrate Schlieren. Während diese bei der Gesteinsaufbereitung in der Probe 48 angereichert wurden, bildet das Restgestein die Probe 49. Die Schlieren-angereicherte Probe 48 unterscheidet sich deutlich von den Oberen Graugneisen durch sehr hohe SiO_2 -Gehalte, jedoch relativ geringe Al_2O_3 -, MgO - und besonders TiO_2 -Gehalte und ist stofflich somit den Rotgneisen sehr ähnlich. Übereinstimmung mit den Rotgneisen lässt sich auch bei der Bearbeitung der Dünnschliffe erkennen: feinkörnige Feldspat-Muskowit-Pflaster bilden helle Lagen, in die kleinkörnige Quarze eingelagert sind (vgl. Abschnitt 4.3.2). In den lagenförmigen Schlieren ist kein Biotit enthalten. Es ist daher nicht auszuschließen, dass es sich hier um eine Mischprobe handelt, die aus einer tektonischen Verschuppung der Oberen Graugneise mit Rotgneisen im Bereich einer Scherzone hervorgegangen sein könnte. Als alternative Bildungsmöglichkeit von Gesteinen solcher Art wäre eine beginnende, selektive Aufschmelzung zu betrachten.

Generell ist zu bemerken, dass sich die Oberen und Unteren Graugneise geochemisch nicht unterscheiden lassen (selbst in ihrem SEE-Verteilungsmuster) und somit wahrscheinlich aus einem ähnlichen Typ von oberen Krustenmaterial hervorgegangen sind. Nur in wenigen Proben der Oberen Graugneise fallen sehr schwach ausgeprägte Tendenzen zu etwas geringeren K_2O - und Rb -Gehalten und zu etwas höheren Zr -Gehalten auf.

4.2.4 ISOTOPENGEOCHEMIE

Ergebnisse der Rb/Sr-, Sm/Nd- und $\delta^{18}\text{O}$ -Untersuchungen an den Oberen Graugneisen sind in Tab. 11 aufgeführt. Dabei sind 4 Proben aus der Arbeit von MINGRAM & RÖTZLER (1999), die dort als "dichte Paragneise" bezeichnet wurden, mit in die Tabelle aufgenommen worden und deren ϵ_{Nd} -Werte auf 540 Ma umgerechnet worden.

Das Rb/Sr-Isotopensystem ist - wie schon für die Unteren Graugneise beschrieben wurde - während der variszischen Metamorphose umgestellt worden. Davon zeugen die Gesamtgesteins-Glimmer-Isochronenalter (Tab. 12). WERNER et al. (1997) und WERNER & LIPPOLT (2000) geben an, dass die K/Ar- und Ar/Ar-Alter der Hellglimmer der Oberen Graugneise vor 340 Ma neu eingestellt worden sind.

Die ϵ_{Nd} -Werte (berechnet für 540 Ma) sind - ähnlich wie die der Xenolithe - etwas niedriger im Vergleich zu denen der Unteren Graugneise. Sie variieren zwischen -6.9 und -9.5 (Mittelwert -8.2, $n = 6$). Wenn man die ϵ_{Nd} -Werte für das Bildungsalter der vorherrschenden Edukte der Paragneise (575 Ma, vgl. Abschnitt 4.2.6) berechnet, erhöhen sie sich im Durchschnitt nur um 0.4 Einheiten und sind somit immer noch deutlich niedriger als die der Unteren Graugneise. Die Oberen Graugneise scheinen somit die Gesteine mit den negativsten ϵ_{Nd} -Werten im Erzgebirge zu sein. Die Nd-Modellalter (t_{DM1}) schwanken in einem ähnlichen Bereich wie die der Unteren Graugneise (1.65 bis 1.93 Ga).

Es ist sehr wahrscheinlich, dass die gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Oberen Graugneise (Tab. 11) gleichfalls durch fluide Phasen während der variszischen Metamorphose und/oder durch spätere Wechselwirkungen mit Wässern stark beeinflusst worden sind. Die heutigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Oberen Graugneise unterscheiden sich nicht von denen der Unteren Graugneise. Da diese Werte nicht die primären Isotopenverhältnisse widerspiegeln, lassen sie keine gesicherten Aussagen über die Genese der Gesteine zu.

Pb/Pb-Untersuchungen an den Oberen Graugneisen des Erzgebirges ergeben Modellalter zwischen -87 bis 430 Ma und deuten auf sekundäre Störung des Pb-Systems hin (Tab. 13). Die berechneten μ -Werte variieren von 9.44 bis 9.92 und liegen deutlich höher im Vergleich zu den Unteren Graugneisen. Wenn man von den berechneten Pb-Modellaltern ausgeht, ist das Pb-System der Probe 57 (KE 487) am wenigsten gestört. Diese Probe besitzt auch den höchsten μ -Wert (9.92). Die Relevanz der Unterschiede in den Pb-Isotopensignaturen wird jedoch stark durch das schwer abschätzbare Ausmaß der Überprägung beeinträchtigt.

4.2.5 ZIRKONMORPHOLOGIE UND INTERNBAU

SCHÜTZEL et al. (1963) nutzten zirkonmorphologische und zirkonstatistische Untersuchungen (Bestimmung des Elongationshäufigkeitsmaximums, des Integralkoeffizienten, des Längenhäufigkeits-Maximums und des Rundungsindex jeder Probe anhand von 200 vermessenen Zirkonkristallen) der Äußeren Graugneise als Mittel ihrer Herkunftsbestimmung. Sie analysierten eingehend jeweils drei Proben aus der Marienberger und der Annaberger Gneiskuppel und weiterhin vier Proben aus den Oberen Freiburger Gneisen des Osterzgebirges. Sie bemerkten: "Eine der typischsten morphologischen Eigenschaften der Oberen Graugneise ist die ausgeprägte Rundung der überwiegenden Mehrzahl der Zirkone." Auf Grund der Untersuchungen kamen sie zu folgenden Schlussfolgerungen:

- a) dass "hinsichtlich der zirkonstatistischen Kennwerte der Annaberger, der Marienberger und der Obere Freiburger Gneis (Hüllgneis) weitestgehende Übereinstimmung zeigen",
- b) dass "die zirkonstatistischen Kennwerte für alle drei Graugneise den (von geologischer Seite seit langem erkannten) Paracharakter recht eindeutig bestätigen und sich damit in voller Übereinstimmung mit den Feldergebnissen befinden."

Eine Gegenüberstellung zum Unteren Graugneis zeigte, "dass zwischen den zirkonstatistischen Kennwerten beider erzgebirgischer Graugneise keinerlei fließende Übergänge bestehen", so dass sich die Oberen Graugneise eindeutig von den Unteren Freiburger Graugneisen anhand ihrer Zirkonpopulation unterscheiden lassen. Sie wiesen weiterhin darauf hin, dass nach diesen Ergebnissen der Wegefarter Gneis nicht zu den Unteren Graugneisen zu rechnen sei, sondern zu den Oberen Graugneisen.

Wir untersuchten Zirkone aus 27 Proben der Oberen Graugneise (Tab. 14), davon 13 im Osterzgebirge aus der Umgrenzung der Freiburger Kuppel (Obere Freiburger Graugneise bzw. Freiburger Hüllgneis). Die Zirkonpopulation der Oberen Graugneise ist nicht so homogen, wie die der Unteren Graugneise. Entsprechend der petrographischen Beschreibung werden die Zirkonpopulationen der reliktschen Paragneise, der Feldspat-blastischen Gneise, der grauen Augengneise und der Gneise unsicherer Stellung nachfolgend getrennt beschrieben.

- Reliktische Paragneise, feinkörnig (z.B. Proben Ra 2, Ko 277, Ko 277a, Ko 282, Ko 195, KE 487, Ko 308).

Ein deutlicher Unterschied zu den Zirkonen der Unteren Graugneise ist die ausgeprägte Häufigkeit (10-50% der Zirkonpopulation) von stark gerundeten Zirkonen (Abb. 4-2-6:

Zirkone 9, 10). Daneben ist auch der Rundungsgrad der restlichen Zirkone zumeist viel höher als in den Unteren Graugneisen (Abb. 4-2-6: Zirkone 6 bis 8). Idiomorphe, schwach oder überhaupt nicht kantengerundete Zirkone sind nur in einer geringen Anzahl vertreten (Abb. 4-2-6: Zirkone 1 bis 5).

Die am wenigsten kantengerundeten Zirkone der reliktschen Paragneise sind mittelprismatische Zirkone (Längen/Breiten-Verhältnis zumeist ca. 3). Viele dieser Zirkone weisen ein stark dominierendes [100]-Prisma und eine gut ausgebildete [101]-Pyramide auf (vgl. Abb. 4-2-6: Zirkone 1 bis 4). Die [121]-Pyramide (bzw. [211]) tritt dabei in der Regel nur untergeordnet in Erscheinung. Die idiomorphen Zirkone weisen etwas unebene Oberflächen auf, die unter dem Binokular als rau erscheinen. Seltener treten mittelprismatische Zirkone mit fast gleichmäßig ausgebildeten [100]- und [110]-Prismen auf (Abb. 4-2-6: Zirkon 5), deren Rundungsgrad oftmals sehr gering ist.

Somit bestehen die auffälligsten Unterschiede zu den Unteren Graugneisen erstens im Fehlen von langprismatischen "Nadelzirkonen" und zweitens im hohen Rundungsgrad der Mehrzahl der Zirkone.

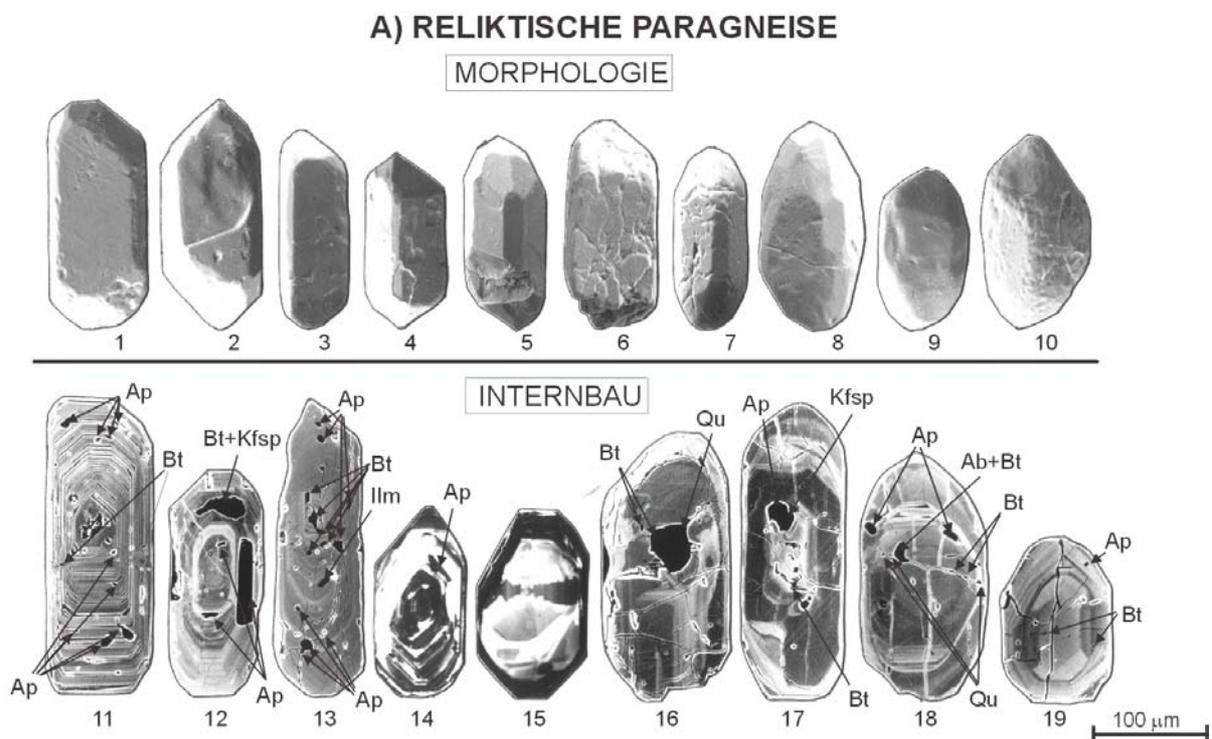


Abb. 4-2-6: Die Zirkonpopulation der Oberen Graugneise (reliktsche Paragneise) am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Rückstrahlelektronen- (BSE: Zirkone 11, 12, 13, 16 - 19) bzw. Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL: Zirkone 14, 15) dokumentiert.

BSE- und CL- Bilder der Internstruktur der Zirkone mit maximaler Idiomorphie zeigen eine sehr enge, stark ausgeprägte Zonierung und eine Vielzahl von Einschlüssen (Abb. 4-2-6, Zirkone 11 bis 14, Einschlüsse sind als schwarze Flecken abgebildet). Im Unterschied zu den Unteren Graugneisen tritt neben Quarz und Feldspat besonders häufig Apatit als Einschluss auf und bildet oft große, langgezogene Einschlüsse (vgl. Zirkon 12 in Abb. 4-2-6). In den stärker gerundeten Zirkonen wird die Zonierung zum Teil diffus und weit (Abb. 4-2-6: Zirkone 16 bis 18).

- Feldspat-blastische Gneise (z.B. Proben Ra 1a, Ko 277b, Ko 305, Ko 306a, Ko 306b, Ko 287, KE 399, KE 400)

Auch in diesen Gneisen ist die Mehrzahl der Zirkone wesentlich stärker kantengerundet im Vergleich zu den Zirkonen der Unteren Graugneise. Neben mittel- bis kurzprismatischen Zirkonen enthalten diese Gneise jedoch auch langprismatische Nadelzirkone (Längen/Breiten - Verhältnis > 4). Die Häufigkeit dieser Zirkone schwankt von Probe zu Probe und kann von $<5\%$ bis zu fast 20% betragen (Tab. 14). Unter dem Binokular gleichen diese Zirkone den Nadelzirkonen der Unteren Graugneise. Das vorherrschende Prisma ist zumeist $[110]$, jedoch sind auch Nadelzirkone mit gleichrangigen $[110]$ - und $[100]$ -Prismen zu finden (vgl. Abb. 4-2-7, Zirkon 2). Auffallend ist jedoch, dass diese Zirkone im Unterschied zu den Nadelzirkonen der Unteren Graugneise wesentlich stärker kantengerundet sind, was eine eindeutige Zuordnung der Prismenflächen oft sehr erschwert.

Das vorherrschende Prisma der mittel- bis kurzprismatischen Zirkone ist - wie in den reliktschen Paragneisen - meist $[100]$. Neben einer $[101]$ -Pyramide tritt jedoch im Gegensatz zu den Zirkonen der reliktschen Paragneise oft eine sehr gut ausgebildete $[121]$ -Pyramide auf, was dazu führt, dass die $[101]$ -Pyramide manchmal nur sehr klein ausgebildet ist (vgl. Abb. 4-2-7, Zirkon 4). Dies erschwert die Zuordnung des dominierenden Prismas bei Zirkonen mit stärkerer Kantenrundung. Auch scheinen Zirkone häufiger aufzutreten, in denen beide Prismen ($[100]$ und $[110]$) gleichrangig ausgebildet sind (Abb. 4-2-7, Zirkon 5). Zirkonmorphologisch könnten somit die Feldspat-blastischen Gneise das Bindeglied zwischen den Unteren Graugneisen und den reliktschen Paragneisen darstellen. Diese Vermutung deckt sich auch mit der Beobachtung, dass innerhalb eines Aufschlusses am Kontakt des Unteren Freiburger Gneises zum Oberen Gneis in der Feldspat-blastischen Probe des Oberen Graugneises (Probe 34: Ko 277b) Nadelzirkone (fast 20% !) gefunden worden sind, in der feinkörnigen Probe (reliktsche Paragneise) des Oberen Graugneises (Probe 33: Ko 277) jedoch nicht.

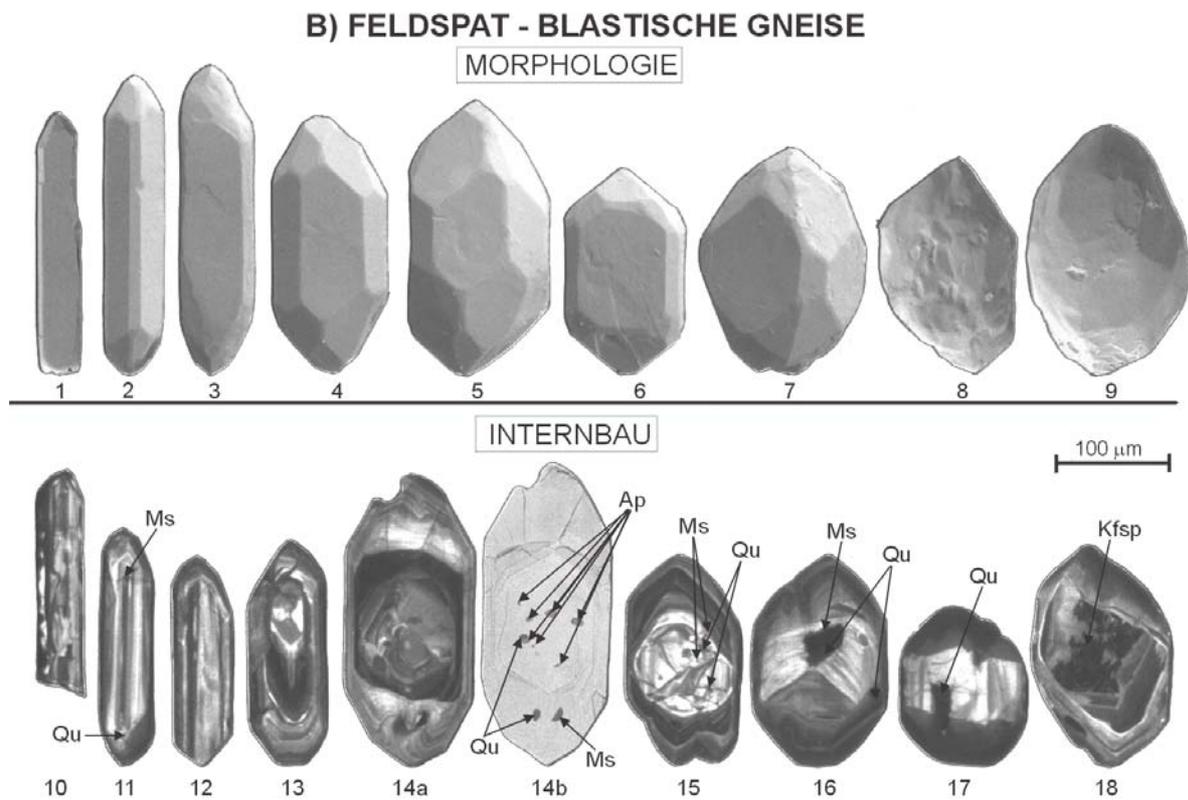


Abb. 4-2-7: Die Zirkonpopulation der Oberen Graugneise (Feldspat-blastische Gneise) am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM: auch Zirkon 14b), die Internstruktur mittels Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) dokumentiert.

Durch die mittels Kathodolumineszenz (CL) offenbarte Internstruktur wird deutlich, dass viele kurzprismatische Zirkone Kerne enthalten (Abb. 4-2-7: Zirkone 15 bis 18), die in langprismatischen Zirkone fehlen (Abb. 4-2-7: Zirkon 10). Anhand der CL-Strukturen ist nicht immer eindeutig ersichtlich, ob die mittelprismatischen Zirkone Kerne besitzen und mit einer dünnen Hülle umgeben sind, die sich durch etwas niedrigere CL-Intensität bemerkbar macht (Abb. 4-2-7: Zirkone 11 bis 14). Als Mineraleinschlüsse treten in diesen Zirkonen häufig Quarz und Muskowit, in einigen Kernen auch Kalifeldspat und Apatit auf.

- Graue Augengneise (z.B. Proben KE 444, KE 488, Ko 307)

In den Augengneisen von Frohnau (Probe 52: KE 444) und Bärenstein (Probe 58: KE 488) tritt ein geringer Anteil von Nadelzirkonen auf (Abb. 4-2-8: Zirkone 1, 2). Nur die Probe Ko 307 weist einen weitaus höheren Anteil an Nadelzirkonen auf (vgl. Tab. 14).

C) GRAUE AUGENGNEISE

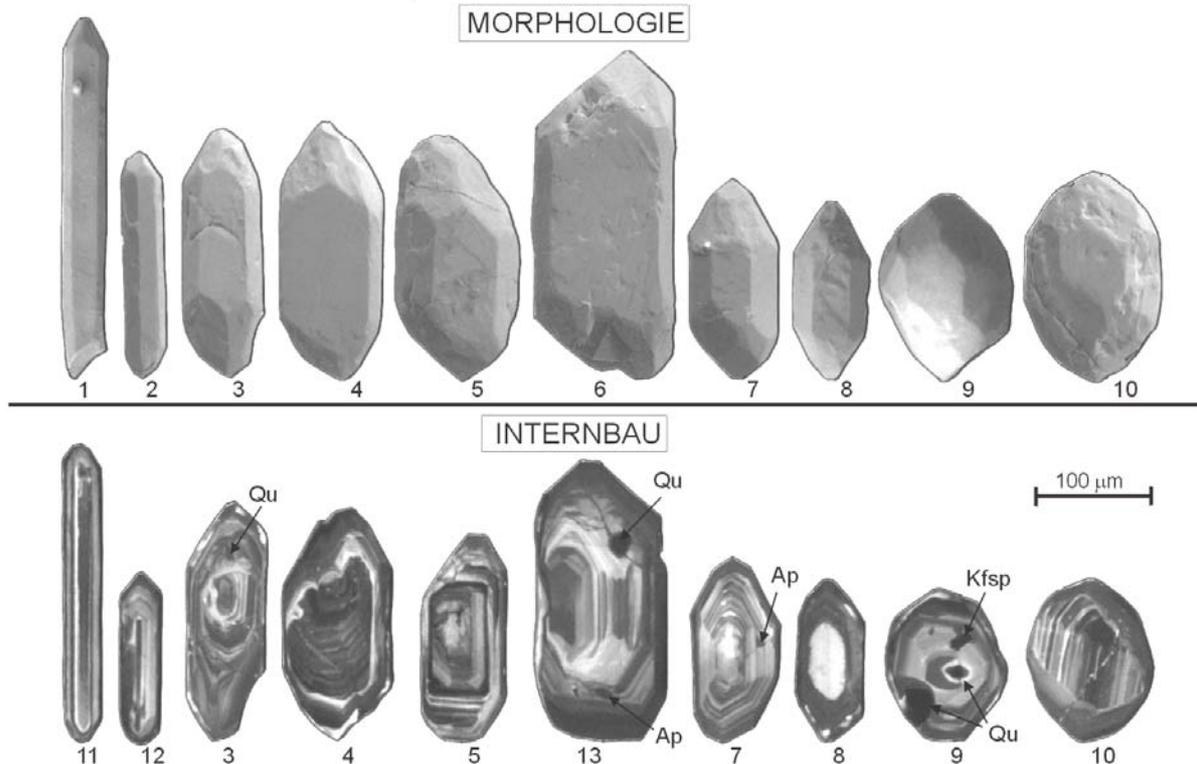


Abb. 4-2-8: Die Zirkonpopulation der Oberen Graugneise (graue Augengneise) am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) dokumentiert. Bei übereinstimmenden Nummern der Zirkone wurde die Morphologie und der Internbau am gleichen Zirkon bestimmt.

Bei den mittelprismatischen Zirkonen sind oft beide Prismen ([110] und [100]) gleich gut ausgebildet. Diese Zirkone weisen eine sehr gut ausgebildete [121]-Pyramide bei meist sehr kleiner [101]-Pyramide auf (Abb. 4-2-8: Zirkone 3 bis 7), so dass bei stärkerer Kantenrundung eine eindeutige Zuordnung der Prismen unter dem Binokular nicht immer möglich ist.

Die CL-Bilder der Internstruktur der Zirkone belegen häufig Kerne mit enger Zonierung. Der Rand scheint meist durch geringere CL-Intensität geprägt zu sein. Nur die langprismatischen Zirkone weisen keine Kerne auf. Als Mineraleinschlüsse wurde oft Quarz identifiziert, seltener Apatit und Kalifeldspat.

- Gneise unsicherer Stellung (am Beispiel des Granitgneises von Mulda, Proben Ko 309, Ko 322)

Die Zirkone ähneln in der Ausbildung der Prismen- und Pyramidenflächen und ihrem Internbau den oben beschriebenen Zirkonen der grauen Augengneise (Abb. 4-2-9). Ein

erhöhter Grad an Idiomorphie könnte mit der Ausbildung dünner Zirkonhüllen während einer späteren Überprägung zustande gekommen sein.

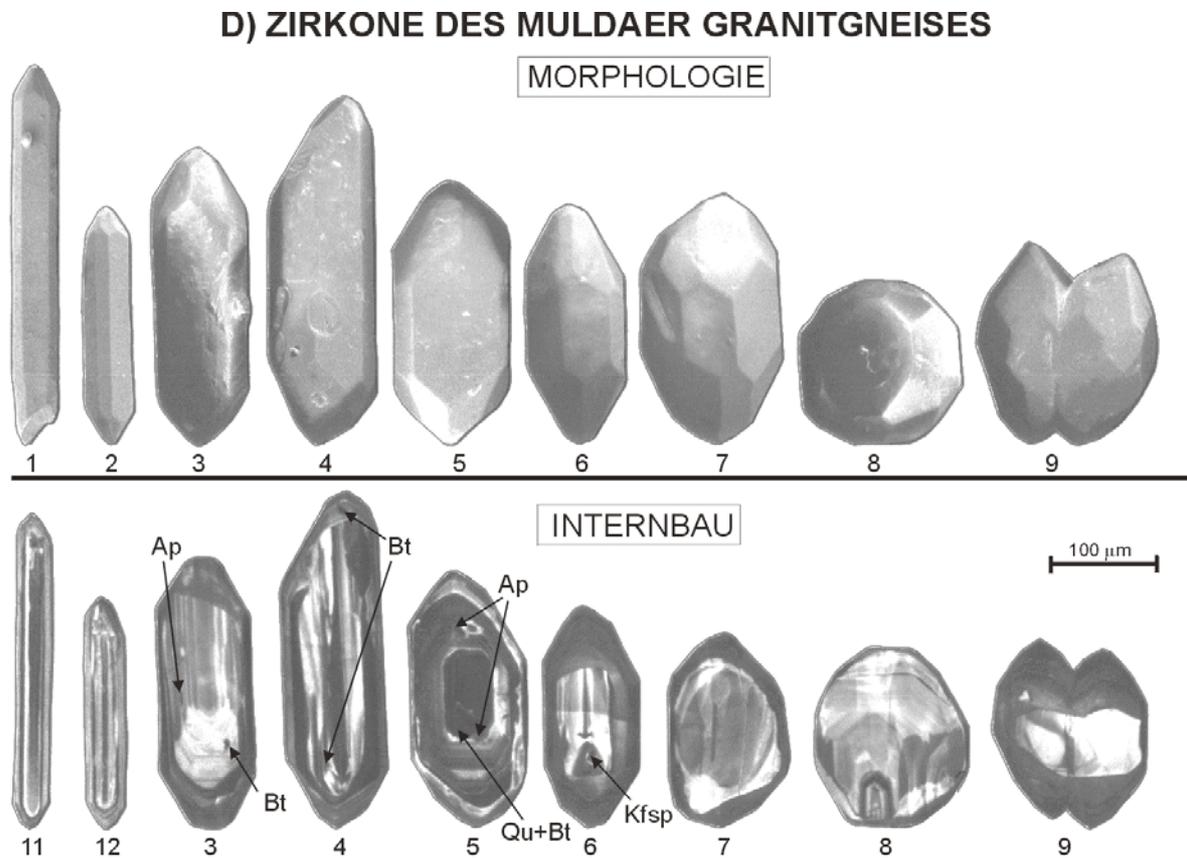


Abb. 4-2-9: Die Zirkonpopulation des Muldaer Granitgneises am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) dokumentiert. Bei übereinstimmenden Nummern der Zirkone wurde die Morphologie und der Internbau am gleichen Zirkon bestimmt.

Es tritt ein geringer Anteil kleiner langprismatischer Zirkone auf, die keine Kerne besitzen (Abb. 4-2-9: Zirkone 11, 12). Die Zirkonpopulation wird von mittelprismatischen Zirkonen dominiert, in denen das [100]-Prisma entweder stärker ausgeprägt oder gleichrangig mit dem [110]-Prisma vertreten ist. Bei diesen Zirkonen tritt am deutlichsten ein Unterschied in der CL-Intensität zwischen Kern und Rand zutage, so dass die Kerne recht leicht zu erkennen sind (Abb. 4-2-9: Zirkone 3 bis 9). Als häufige Mineraleinschlüsse treten Quarz, Biotit, Apatit und Kalifeldspat auf.

4.2.6 ZIRKONDATIERUNG

Bisherige Zirkondatierungen (Evaporation und U/Pb-SHRIMP) an Paragneisen des Westerzgebirges ergaben stark streuende Alter zwischen 823 und 2142 Ma (KRENTZ et al., 1996; KRÖNER et al., 1997). KRÖNER et al. (1997) ermittelten außerdem U/Pb-SHRIMP-Alter von 575 ± 4 Ma für den Bärensteiner Augengneis und von 567 ± 7 Ma für den Wolkensteiner Augengneis. PALEN & WERNER (1998) bestimmten an fünf überwiegend prismatischen Zirkonen von Granitgeröllen aus Obermittweida (Einlagerungen im Graugneis) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter zwischen 564 bis 592 Ma, während gerundete Zirkone dieser Gesteine mit 1990 und 2656 Ma datiert wurden. HAMMER et al. (1999) geben für ein rhyolithisches Geröll in den Oberen Graugneisen (Pressnitzer Gruppe, nahe Schneckenmühle) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter zwischen 564 und 576 Ma an.

Für die Altersbestimmung der Oberen Graugneise setzten wir verschiedene Zirkon-Datierungsmethoden ein. Da sich die Zirkonpopulationen der strukturellen Varietäten der Oberen Graugneise unterscheiden, wird auch die Zirkondatierung hier getrennt beschrieben.

- Reliktische Paragneise

Mittels **konventioneller U/Pb-Datierung** wurden drei Zirkonfraktionen der Probe 29 (Ra 2) untersucht (Tab. 15). Diese Multikorn-Analyse erbrachte stark diskordante Messpunkte mit $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Altern von 1840 bis 2122 Ma (Abb. 4-2-10). Die Anwendung der **HF-Dampfaufschlussmethode** (WENDT & TODT, 1991) ermöglichte die U/Pb-Analyse von ein bis drei Einzelkörnern an fünf Zirkongruppen der Probe 29 (Ra 2, Tab. 15). Auch diese lieferte diskordante Messergebnisse mit $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Altern zwischen 956 bis 2286 Ma (Abb. 4-2-10). Die Untersuchung der Zirkone mit Hilfe beider Datierungsmethoden lieferte somit nur "Mischalter" von unterschiedlich alten Zirkonkomponenten im klastischen Ausgangsmaterial der Oberen Graugneise.

		HF Dampfaufschluss von 1-3 Körnern	Konventionelle Multikom- Analyse
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)
1		1231	1840
2		2286	2122
3		1313	1896
4		956	-
6		1505	-

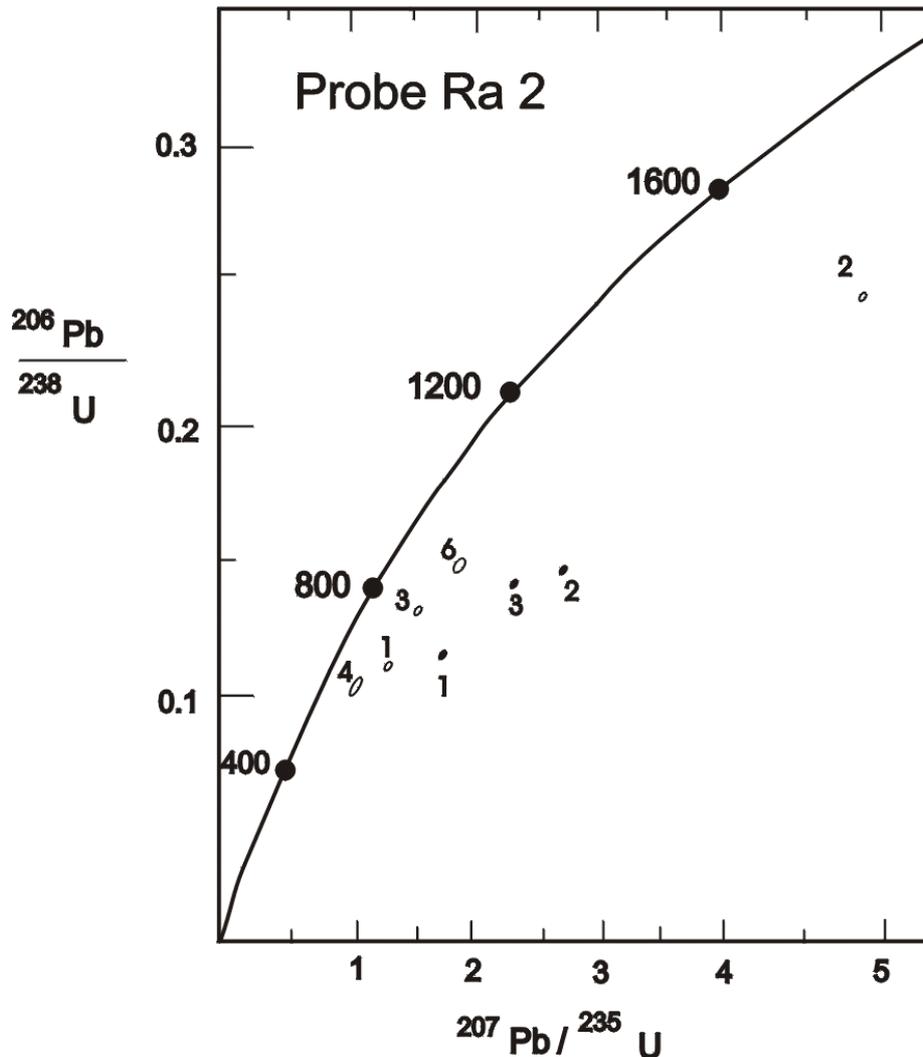


Abb. 4-2-10: Konkordia-Diagramm der Probe 29 (Ra 2) mit Ergebnissen der konventionellen U/Pb-Datierung an Multikorn-Zirkonfraktionen (schwarz gefüllte Fehlerellipsen) und der HF-Dampfaufschlussmethode an 1 bis 3 Zirkonkristallen (offene Fehlerellipsen).

Eine gezielte Datierung der wenigen idiomorphen Zirkone mit typischem [100]-Prisma (vgl. Abb. 4-2-6: Zirkone 1, 2 bzw. 11, 12), deren Internbau durch eine enge Zonierung charakterisiert wird, erfolgte mittels **Zirkonevaporation** (Tab. 18A). Für diese Zirkone konnte aus drei verschiedenen Proben ein mittleres $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von 570 ± 4 Ma (n=19) bestimmt werden. Die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse spricht dafür, dass es sich bei

diesem Alter nicht um ein Mischalter handelt. Dieses Alter entspricht somit der jüngsten Zirkonkomponente, welche in den relikthischen Paragneisen enthalten ist. Demzufolge erfolgte die klastische Bildung des sedimentären Edukts (vermutlich Grauwacken) der relikthischen Paragneise nach 575 Ma unter Abtragung von (u.a.) magmatischen Gesteinen neoproterozoischen (ca. 575 Ma) Alters. Die Evaporationsalter der gerundeten Zirkone und der idiomorphen Zirkone ohne sichtbare Zonierung der relikthischen Paragneise (Tab. 18A) stellen Mischalter dar, die als "Minimal"-Alter älterer, klastischer Komponenten gewertet werden können. Auffallend ist ein geringer Anteil von archaischer Kruste und eine stark vertretene paläoproterozoische Krusten-Komponente in diesen Altbestandszirkonen. Die Datierung idiomorpher, eng zonierter Zirkone mittels **U/Pb-SHRIMP-Methode** (Tab. 22) sollte eine Bestätigung ihrer neoproterozoischen Evaporationsalter liefern.

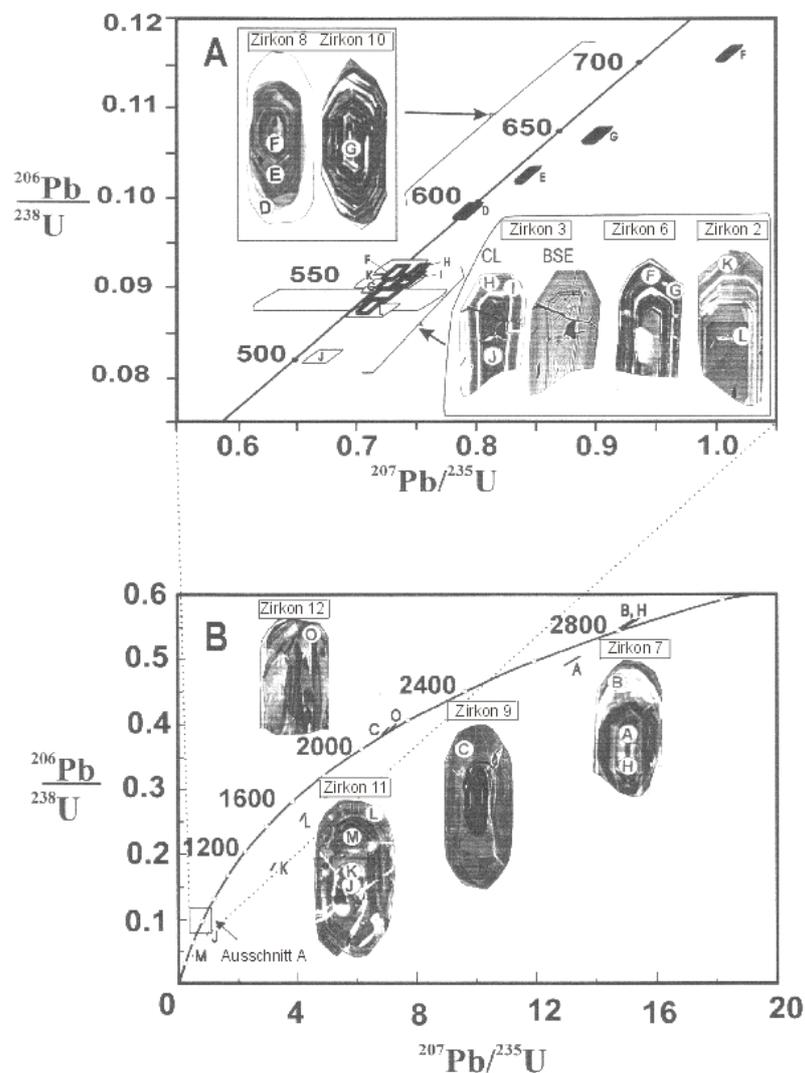


Abb. 4-2-11: Konkordia-Diagramm mit Ergebnissen der U/Pb-SHRIMP-Analysen an Zirkonen der Probe 33 (Ko 277). A – Die idiomorphen Zirkone mit enger Zonierung ohne Kerne ergeben einen mittleren $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alterswert von 580 ± 20 Ma (Ausschnitt: fett umrandete Fehlerboxen), während stärker gerundete und idiomorphe Zirkone ohne sichtbare Zonierung archaische und proterozoische Zeitmarken liefern (B).

Die Messungen ergaben schwach diskordante Alter (Abb. 4-2-11) mit $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter zwischen 540 und 622 Ma (ein Messpunkt mit 511 Ma wurde aufgrund sehr großer Messfehler nicht berücksichtigt). Das mittlere $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - Alter aus den 6 Messpunkten mit den geringsten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - Messfehlern (<50 Ma, fett umrandete Fehlerboxen in Abb. 4-2-11) beträgt 580 ± 20 Ma. Durch die SHRIMP-Messungen konnten weitere konkordante Alter bestimmt werden: paläoproterozoische (ca. 2100 Ma) und archaische (ca. 2800 Ma). Dagegen konnten keine konkordanten Alter für den Zeitraum von 700 bis ca. 2000 Ma nachgewiesen werden. Entsprechende Evaporationsalter werden deshalb als Mischalter interpretiert.

- Feldspat-blastische Gneise

Eine Besonderheit der Zirkonpopulation dieser Gneise ist das Vorhandensein von langprismatischen Nadelzirkonen. Mittels Zirkonevaporation wurden diese Zirkone einer Datierung unterzogen (Tab. 18B, Abb. 4-2-12). Zur Gewinnung einer messbaren Intensität war es in den meisten Fällen notwendig, mehrere Zirkone (bis zu 10) gleichzeitig zu analysieren. Der Mittelwert aus 15 Messungen beträgt 520 ± 8 Ma und liegt damit außerhalb des Fehlerbereiches des Alters der Nadelzirkone der Unteren Graugneise (541 ± 2 Ma). Folgende Interpretationen des 520 Ma-Alters sind möglich:

1. Die Nadelzirkone der Feldspat-blastischen Gneise wurden vor 520 Ma gebildet. Dies könnte bedeuten,

a) dass die Oberen Graugneise (zumindest die Feldspat-blastischen Gneise) eine jüngere magmatische Zirkonkomponente als die Unteren Graugneise enthalten. Demnach wären die Eduktgesteine der Feldspat-blastischen Gneise jünger als die der Unteren Graugneise.

b) Das Alter der Zirkoneubildung von 520 Ma entspricht vermutlich keiner eigenständigen magmatischen Etappe. Die Edukte der Feldspat-blastischen Gneise könnten zu dieser Zeit durch lokale und schwache anatektische Prozesse überprägt worden sein.

2. Die Alter der Nadelzirkone wurden durch Überprägungsprozesse "verjüngt". Die relativ starke Kantenrundung der Nadelzirkone (vgl. Abb. 4-2-7, Zirkon 1) und die vergleichsweise große Streubreite der Altersdaten (549 bis 486 Ma, vgl. Abb. 4-2-12) gegenüber den Nadelzirkonen der Unteren Graugneise können als Hinweis einer möglichen Überprägung der Zirkone gedeutet werden. In diesem Fall wäre es nicht ausgeschlossen, dass das primäre Alter dieser Zirkone auch 540 Ma betragen könnte.

Der geringe Anteil der Nadelzirkone in der Zirkonpopulation der Feldspat-blastischen Gneise stützt die Annahme einer Zirkoneubildung während anatektischer Prozesse, wobei eine Verjüngung infolge von Überprägungsprozessen jedoch nicht ausgeschlossen werden kann.

Die anderen Zirkontypen der Feldspat-blastischen Gneise ergaben $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter zwischen 541 und 2476 Ma (Tab. 18B) und stellen wahrscheinlich Mischalter dar.

- Graue Augengneise

Wir untersuchten drei Augengneisproben (Tab. 18C, Abb. 4-2-12). Hier sind ähnliche Zirkonpopulationen wie in den Feldspat-blastischen Gneisen zu finden, aber die Nadelzirkone sind weniger kantengerundet. Die Datierung mittels Zirkonevaporation ergab für die Nadelzirkone einen Mittelwert von 538 ± 2 Ma ($n=7$) und für mittelprismatische Zirkone einen etwas höheren Mittelwert von 560 ± 8 ($n=13$). Kurzprismatische bis isometrische und abgerundete Zirkone (Abb. 4-2-8: Zirkone 7 bis 10) zeigen in der Regel deutlich höhere Evaporationsalter (Tab. 18C). Die Verteilung der Evaporationsalter (Abb. 4-2-12) und die Internstruktur der Zirkone (Abb. 4-2-8) lassen vermuten, dass die ermittelten Evaporationsalter der einzelnen Zirkone eine Mischung von zwei Alterskomponenten darstellen: a) einer Alterskomponente um ca. 530 - 540 Ma, die gehäuft in den kleinen Nadelzirkonen auftritt und b) einer zweiten neoproterozoischen Alterskomponente von ca. 575 Ma. Insbesondere die größeren mittelprismatischen Zirkone scheinen die ältere Komponente im stärkeren Maße zu enthalten. Es ist somit denkbar, dass die durch CL-Bilder dokumentierten Kerne in den mittelprismatischen Zirkonen der Träger dieser neoproterozoischen Alterskomponente sind. Die enge Zonierung und die beobachteten Apatiteinschlüsse stützen eine Parallelisierung dieser Zirkonkerne mit den in Meta-Grauwacken (reliktische Paragneisen) angetroffenen neoproterozoischen Zirkonen.

- Gneise unsicherer Stellung

Sowohl die Morphologie, als auch die Datierungsergebnisse der Zirkone des Muldaer Granitgneises ähneln denen der grauen Augengneise (Tab. 18D, Abb. 4-2-12). Auch hier ist der Altersmittelwert der Nadelzirkone (542 ± 6 Ma) deutlich niedriger als der für die mittelprismatischen Zirkone (570 ± 15 Ma), wobei die allgemeine Streubreite der Evaporationsdaten jedoch so groß ist, dass ähnlich den grauen Augengneisen eine zweite neoproterozoische, aber noch ältere Komponente (ca. 600 Ma) vertreten sein kann.

Die Entstehung von Nadelzirkonen und die gleichzeitige Ausbildung der Zirkonhüllen der mittelprismatischen Zirkone kann den Prozess einer beginnenden Anatexis vor ca. 540 Ma widerspiegeln. Bei diesem Schmelzprozess muss es zu einer Zirkonneubildung von nur geringem Ausmaß gekommen sein. Aufgrund der geologischen Verbandsverhältnisse, der Untersuchungen zur Zirkonmorphologie, dem Zirkoninternbau und den Ergebnissen der

Zirkondatierung können die feinkörnigen reliktschen Paragneise als Ausgangsgesteine für diesen anatektischen Prozess angesehen werden.

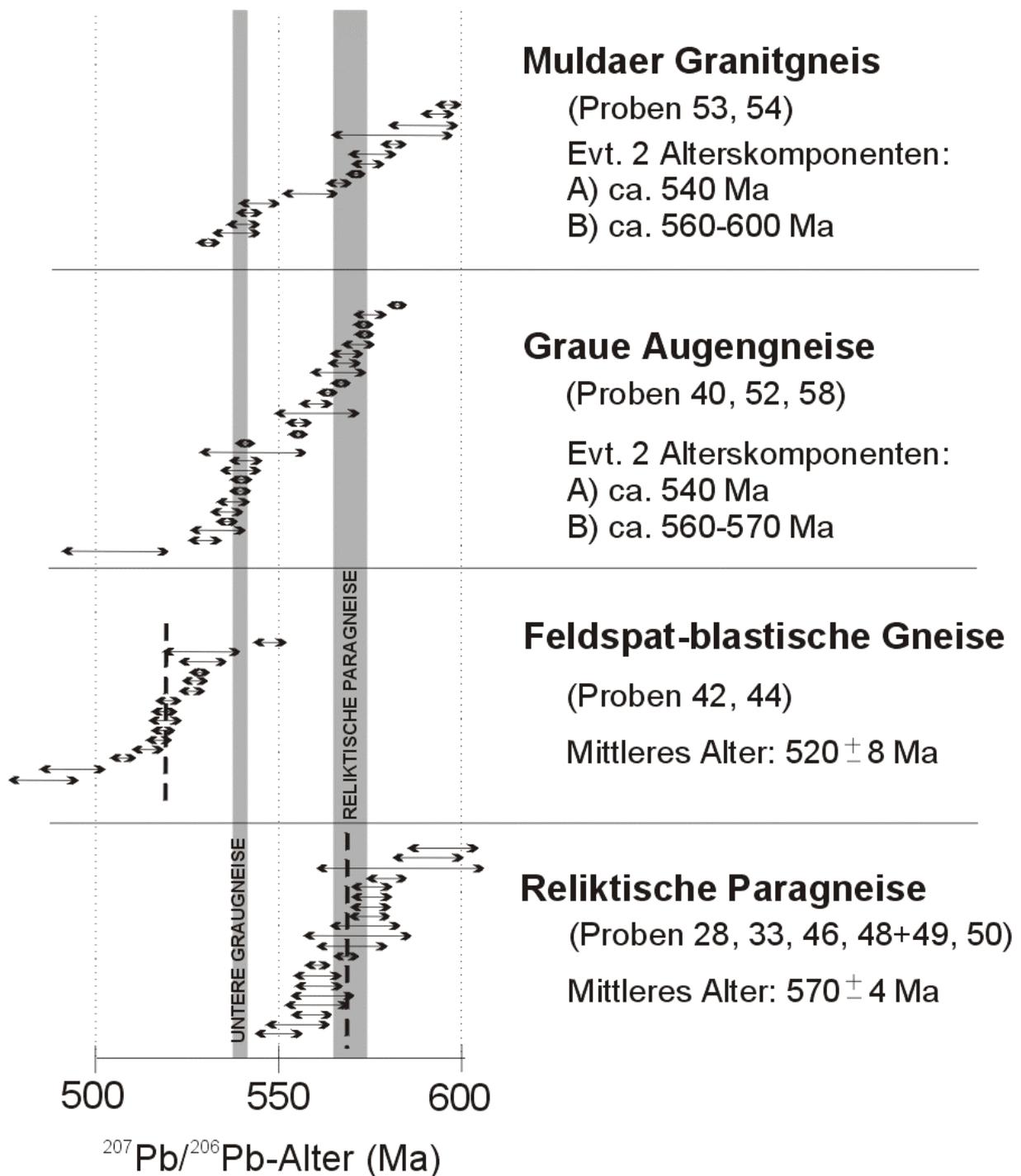


Abb. 4-2-12: Ergebnisse der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsmessungen idiomorpher Zirkone der Oberen Graugneise. Die Mittelwerte der Zirkonalter der Edukte der Unteren Graugneise und der reliktschen Paragneise sind zum Vergleich angegeben. Nur Alter <600 Ma werden in dieser Abbildung berücksichtigt.

4.2.7 GENESE DER OBEREN GRAUGNEISE

Die Oberen Graugneise stellen eine heterogen zusammengesetzte Gneisgruppe dar, die sich in reliktsche Paragneise, blastische Gneise, graue Augengneise und Gneise unsicherer Stellung (z.B. Muldaer Granitgneis) unterteilen lassen.

Die reliktischen Paragneise weisen geologisch, hinsichtlich ihres Gefüges und zirkonmorphologisch die meisten primären Merkmale eines Paragesteins auf. Diese Merkmale und die geochemischen Parameter belegen, dass das Edukt dieser Gneise Grauwacken bzw. grauwackenähnliche Gesteine waren, die durch eine schnelle Abtragung von Magmatiten entstanden sind. Die Zirkonpopulation der reliktschen Paragneise unterscheidet sich am deutlichsten von der der Unteren Graugneise (keine Nadelzirkone, viele stark gerundete Zirkone) und beinhaltet verschieden alte Komponenten. Die jüngste Zirkongruppe (aus ca. 575 Ma abgetragenen Magmatiten) dürfte das Maximalalter der Grauwackenbildung darstellen. Daneben sind Zirkone mit Altern von ca. 600 Ma, ca. 2100 Ma und ca. 2800 Ma nachgewiesen worden.

Die sich in der Übergangszone zwischen Unteren Graugneisen und reliktschen Paragneisen des Osterzgebirges befindlichen mittelkörnigen Feldspat-blastischen Gneise vermitteln in ihrem Gefüge und in ihrer Zirkonpopulation zwischen beiden Endgliedern der Gneise. Die Nadelzirkone dieser Gneise sind wahrscheinlich vor ca. 520 – 540 Ma durch beginnende Anatexis entstanden. Diese Anatexis bewirkte in den mittel- und kurzprismatischen Zirkonen eine stärkere Ausbildung des [110]-Prismas gegenüber den Zirkonen der reliktschen Paragneise. Gleichzeitig könnte dieser Prozess zu einer Kornvergrößerung des Gefüges geführt haben. Die darauffolgende tektono-metamorphe Überprägung wandelte die Gesteine zu blastischen fein- bis mittelkörnigen Gneisen um.

Die Zirkonpopulation der grauen Augengneise unterscheidet sich nur durch eine geringere Kantenrundung der Nadelzirkone von den blastischen Gneisen. Die ermittelten Alter der Nadelzirkone entsprechen denen der Unteren Graugneise (ca. 540 Ma). Daneben sind jedoch die für alle Oberen Graugneise typischen Zirkone mit vorherrschendem [100]-Prisma mit entsprechenden Altern um ca. 575 Ma sehr stark vertreten. WIEDEMANN (1989) vermutet aufgrund gefügeanalytischer Untersuchungen, dass es sich bei den grauen Augengneisen um Blastomylonite handeln könnte, die durch tektonische Prozesse aus den sie umgebenden Paragneisen entstanden sind. Das Vorhandensein von Nadelzirkonen belegt Zirkonneubildung in geringem Umfang, so dass Schmelzprozesse von geringem Ausmaß vermutet werden können.

Der hohe Grad der Idiomorphie der Zirkone und das magmatische Gefüge des Muldaer Granitgneises lassen erwarten, dass die für die anderen Oberen Graugneise typischen tektono-metamorphen Überprägungsprozesse hier keine wesentliche Rolle gespielt haben.

4.2.8 ZUR GENETISCHEN BEZIEHUNG DER UNTEREN UND OBEREN GRAUGNEISE

Die genetische Beziehung der beiden Gneiseinheiten wird bis heute kontrovers diskutiert. Während GÄBERT (1907), KOSSMAT (1916) und PIETZSCH (1962) die Unteren Graugneise als granitische Intrusionen ansahen, die in die Oberen Graugneise aus tieferem Niveau eindringen, leitete HOFMANN (1974) diese als *in situ* Anatexite aus den Oberen Graugneisen ab. SEBASTIAN (1995) sieht die Grenze zu den Unteren Graugneisen als tektonisch an und betrachtet große Teile der Oberen Graugneise als Scherzone.

Folgende Beobachtungen sprechen für eine Bildung der magmatischen Protolithen der Unteren Graugneise aus dem Material der sie umgebenden Oberen Graugneise:

- ⇒ Die Grenzen zwischen beiden Einheiten sind im Gelände zumeist unscharf und durch kontinuierliche Übergänge der Gefüge (grobkörnige Augengneise, dann mittelkörnige Gneise, dann klein- und feinkörnige Gneise) gekennzeichnet.
- ⇒ Es bestehen keine signifikanten Unterschiede in der Geochemie der beiden Gneiseinheiten.
- ⇒ Im Übergangsbereich der Oberen zu den Unteren Graugneisen ist auch in der Ausbildung der Zirkonpopulationen ein Übergang zwischen beiden Gesteinen zu beobachten. In den Oberen Graugneisen dieser Bereiche treten vereinzelt die für Untere Graugneise typischen Nadelzirkone auf. Andererseits sind in den Unteren Graugneisen des Übergangsbereiches öfter Zirkone mit vorherrschendem [100]-Prisma zu finden, die für die Oberen Graugneise charakteristisch sind.
- ⇒ Es wurden ähnliche Altersbereiche der Altbestandszirkone festgestellt: archaische (2800 - 2700 Ma), paläoproterozoische (2200 - 2100 Ma) und neoproterozoische (650 - 580 Ma).
- ⇒ CL-Untersuchungen von Zirkonen mit Kernen aus den Unteren Graugneisen, die quer zur c-Achse durchgeführt wurden, weisen in einigen Zirkonen einen Wechsel des vorherrschenden Prismas vom Kern zum Rand nach (von [100] zu [110]; vgl. Abb. 4-1-9) und lassen Zirkonkerne der Oberen Graugneise in Zirkonen der Unteren Graugneise vermuten.

Die Äußeren Graugneise (insbesondere die Edukte der reliktschen Paragneise) können demnach als wichtigstes Ausgangsgestein der magmatischen Protolithen der Unteren Graugneise angesehen werden.

Die wenigen Stellen im Gelände, an denen ein scharfer Kontakt beider Gneiseinheiten beobachtet wurde (z. B. Proben Ko 277/278), stützen die Annahme einer Intrusion des Magmas der Unteren Graugneise aus tieferen Bereichen. An diesen Kontakten vollzieht sich auf relativ geringem Abstand ein deutlicher Wechsel der Zirkonpopulation ohne fließende Übergänge. Folglich ist von einer Mobilisierung (Intrusion) der magmatischen Protolithen der Unteren Graugneise ohne deutliche chemische Differenzierung vom Edukt auszugehen. Nach SAWYER (1996) können Niedrig-Temperaturschmelzen zusammen mit den nicht aufgeschmolzenen Anteilen der Ausgangsgesteine in höhere Krustenbereiche migrieren, wenn Schmelzprozesse den Kornverband genügend aufgeweicht haben. Die partielle Schmelzbildung führt dabei zu einer Kornvergrößerung und Entwicklung von magmatischen Gefügen. Die chemische Zusammensetzung solcher als diatektische Migmatite bezeichneten Gesteine widerspiegelt im wesentlichen die der Edukte. Die ähnliche chemische Zusammensetzung der Unteren und Oberen Graugneise erklärt sich somit als Folge fehlender Schmelzabtrennung während der Intrusion (d.h. gemeinsame Mobilisierung der Schmelze und der nicht aufgeschmolzenen Bestandteile).

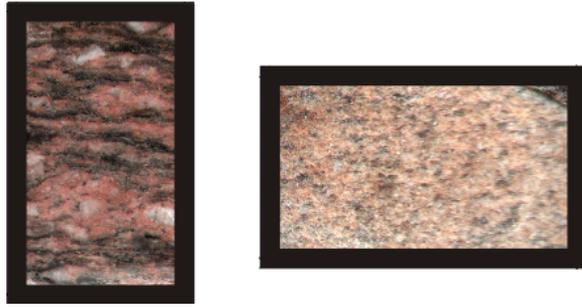
Die Entstehung einer geringen Anzahl von Nadelzirkonen in den Feldspat-blastischen Gneisen, den grauen Augengneisen und Muldaer Granitgneis könnte mit einem noch geringeren Schmelzgrad (im Vergleich zu den magmatischen Protolithen der Unteren Graugneise) bzw. noch geringeren Temperaturen erklärt werden, wobei es praktisch fast nicht zur Mobilisation der Schmelze (bzw. zu geringeren Intrusionswegen der Schmelze mit den nicht aufgeschmolzenen Anteilen) gekommen ist.

4.3 Rotgneise

4.3.1 GEOLOGIE

SCHEUMANN (1938) definierte die Rotgneise als "Produkte, die zu einer magmatischen, und zwar zu einer biotitgranitischen Magmenfamilie prävariskischer Art gehören. Die Edukte reichen von Biotitgraniten, die sich durch eine an manchen Stellen auffällige Turmalinisierung ihrer alten Kontakte als Borgranite erwiesen, über recht zahlreich auftretende granitporphyrische Varietäten bis zu aplitgranitischen Arten, zu denen quarzreiche Porphyre gehören". Diese geologisch-genetische Klassifizierung der Rotgneise erlaubt nicht immer eine eindeutige feldgeologische Abgrenzung zu den Graugneisen. So sind einige biotitreichere Varietäten der Rotgneise von verschiedenen Autoren bzw. auch zu verschiedenen Zeiten abwechselnd der Gruppe der Rotgneise oder der Gruppe der Graugneise zugeordnet worden. SCHEUMANN (1932) betrachtete die tektonische Position, danach den Gesamtchemismus und letzten Endes die Herkunft und das Alter als wichtigste Unterscheidungsmerkmale von Rot- und Graugneisen. SCHMIDT (1959) sah den wesentlichen Unterschied in der Struktur (granitähnliche Kornverbände der Rotgneise). SCHEUMANN (1932, 1938, 1957), SCHMIDT (1959) und PIETZSCH (1962) lehnten eine Identifizierung von Graugneis mit Biotitgneis und von Rotgneis mit Muskowitgneis ab, da Biotit- und Muskowitgehalte in den Rotgneisen stark variieren. Da außer wenigen Ausnahmen Rotgneise deutlich geringere Biotitgehalte im Vergleich zu den Graugneisen aufweisen, sollte dieses Merkmal als wichtiges Hilfsmittel bei der Zuordnung zur Gruppe der Rot- bzw. Graugneise gelten. Geologische Verbandsverhältnisse, Struktur, Gesteinschemismus und Altersinformationen sind zusätzliche Anhaltspunkte bei der Unterscheidung zwischen Rot- und Graugneisen.

Zusammensetzung und Struktur der Rotgneise wechseln stark. Nicht deformierte Rotgneise werden als Reliktgranite bezeichnet und weisen oft serialporphyrische Gefüge auf bei mittel- bis grobkörniger oder mittelkörniger Matrix (Abb. 4-3-1 A). Auch gleichkörnige mittelkörnige und feinkörnige nicht deformierte Typen sind bekannt. Grobe Rotgneise mit reliktischem Gefüge (z.B. Augengneise und grobflaserige Gneise, Abb. 4-3-1 B, C) werden als schwach deformierte Meta-Granite angesehen. Die fortschreitende Deformation führte zur Kornzerkleinerung und plattigem Gefüge. Stark deformierte Rotgneise werden als Muskowitplattengneise bezeichnet.



Bei der Kartierung der Rotgneise erfolgt zumeist jedoch nur eine Unterteilung in zwei große Gruppen:

- a) grobkörnige Rotgneise, die nicht deformierte Reliktgranite, grobe Rotgneise mit relikthischen Zügen, grobflasrige und Augengneise umfassen und hier als Gruppe der Reliktgranite bezeichnet werden (vgl. Abb. 4-3-1 A, B, C) und
- b) plattige mittel- bis feinkörnige zumeist gleichkörnige Gneise, die als Muskowit(platten)gneise bezeichnet werden (vgl. Abb. 4-3-1 D, E).

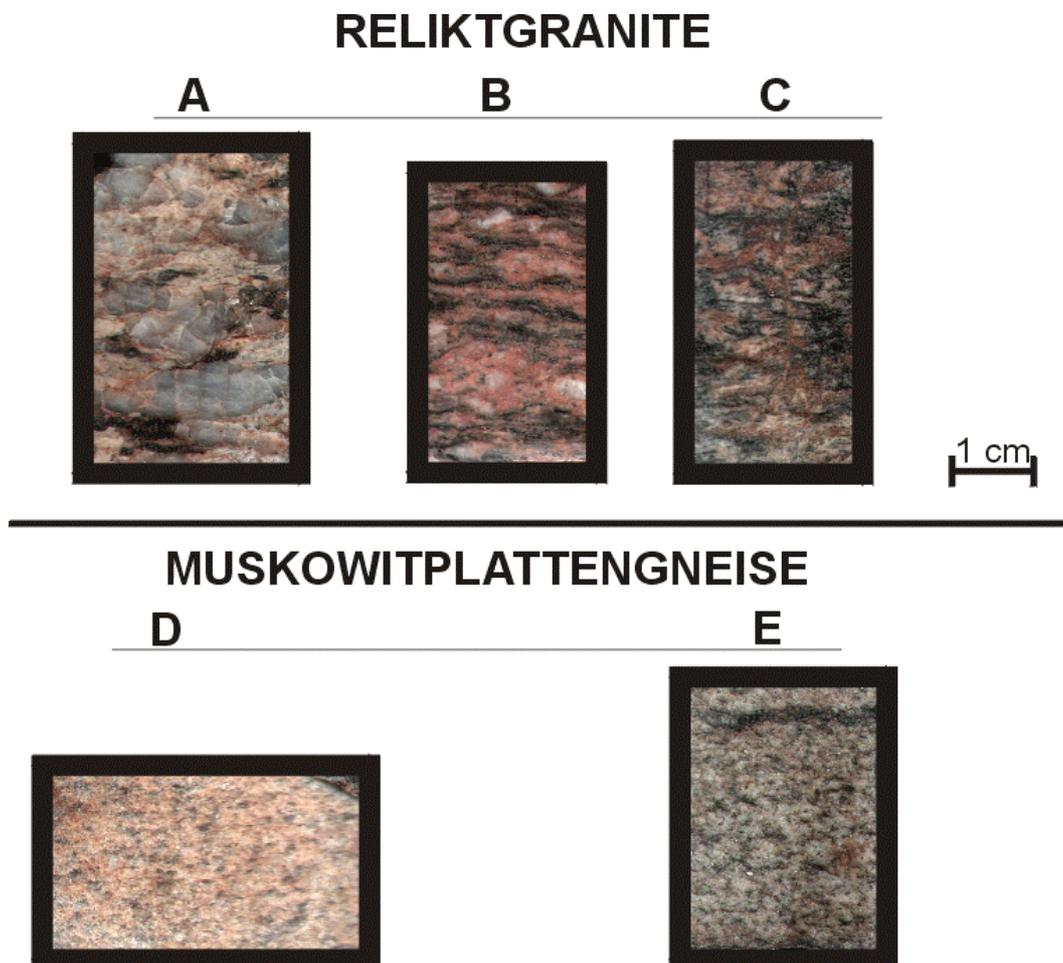


Abb. 4-3-1: Varietäten der Rotgneise. A – riesenkörniger leukokrater Reliktgranit (Probe 65: Har 1), B – grobkörniger Augengneis (Probe 76: OE 7), C – grobkörniger Augengneis mit relativ viel Biotit (Probe 64: WE 8), D – mittelkörniger leukokrater Muskowitplattengneis (Probe 74: Fra 1a), E – mittelkörniger grauer Muskowitplattengneis (Probe 87: KE 485).

Große Rotgneisvorkommen bilden kuppelförmige und zwiebelschalige Körper (z.B. Reitzenhainer-Katharinberger Kuppel, Saydaer Kuppel). In ihren Zentralpartien sind oft

deutlich granitisch-körnige Strukturanlagen erhalten, die WIEDEMANN (1969) als "Reliktgranite" bezeichnete (vgl. Abb. 4-3-1 A). In Richtung der Randbereiche der Rotgneiskuppeln wächst zumeist die tektonische Beanspruchung der Gneise, so dass mehr und mehr Augengneise und in den äußeren Schalen weitgehend deformierte Rotgneise ("Plattengneise") zu finden sind. In diesen Bereichen sind auch gehäuft Einlagerungen andersartiger Gesteine unterschiedlicher Dimensionen zu finden. Hornfelterscheinungen in Form von Cordierit-Hornfelsen, Frucht- und Knotenschiefern, wie sie im Übergangsbereich zu den Nebengesteinen (Graugneisen, Glimmerschiefern) gefunden wurden, werden als Kontakthoferscheinungen eines eingedrungenen Granits gedeutet (z.B. SCHEUMANN, 1932; PIETZSCH, 1962).

Der Schwarzenberger Augengneis, der oft als "Orthogneis selbständiger Stellung" bezeichnet wurde, da seine Gleichaltrigkeit bzw. genetische Stellung zu den Rotgneisen unklar war (WIEDEMANN, 1969), wird hier aufgrund der Datierungsergebnisse (vgl. Abschnitt 4.3.6) als Mitglied der Rotgneisfamilie gedeutet (Abb. 4-3-1 C, Proben 63, 64). Ferner gehören zu den Rotgneisen die Gneise der Boden-Haßberger Synklinale (Proben 68, 69, 85) und die Gneise bei Unterwiesenthal (Proben 70, 71, 72, 83) sowie die Rotgneise des nördlichen Erzgebirgsrandes einschließlich der Augengneise zwischen Metzdorf und Hetzdorf und die im äußeren Rand des Erzgebirges eingeklemmten Meta-Granitreste und Plattengneise (Proben 65-67, 73-76, 82, 84; vgl. Abb. 4-3-2).

Die besonders in den randlichen Bereichen der Rotgneiskörper enthaltenen Einlagerungen stellen hauptsächlich schiefrige und dichte Gneise, Kalksteine, Amphibolite und Eklogite dar. Die Gneise und Kalksteine sind beim Aufdringen des Rotgneismagmas aufgenommene oder tektonisch eingefaltete Nebengesteine. Die Assimilation von Graugneismaterial führt dabei oft zu höheren Biotitgehalten in den Rotgneisen. Das bekannteste und größte Kalksteinlager im Rotgneis ist das von Crottendorf. Amphibolite sind weit verbreitet und bilden oft kleine linsenförmige Vorkommen. Eklogitvorkommen sind u.a. gehäuft in den Randpartien der Saydaer Kuppel zu finden. Die in den Rotgneisen auftretenden Serpentinite (ehemalige Olivinegesteine) und Granulitgneise sind an den Bereich der Flöhazone gebunden, die eine tiefreichende Scherzone darstellt (SEBASTIAN, 1995).

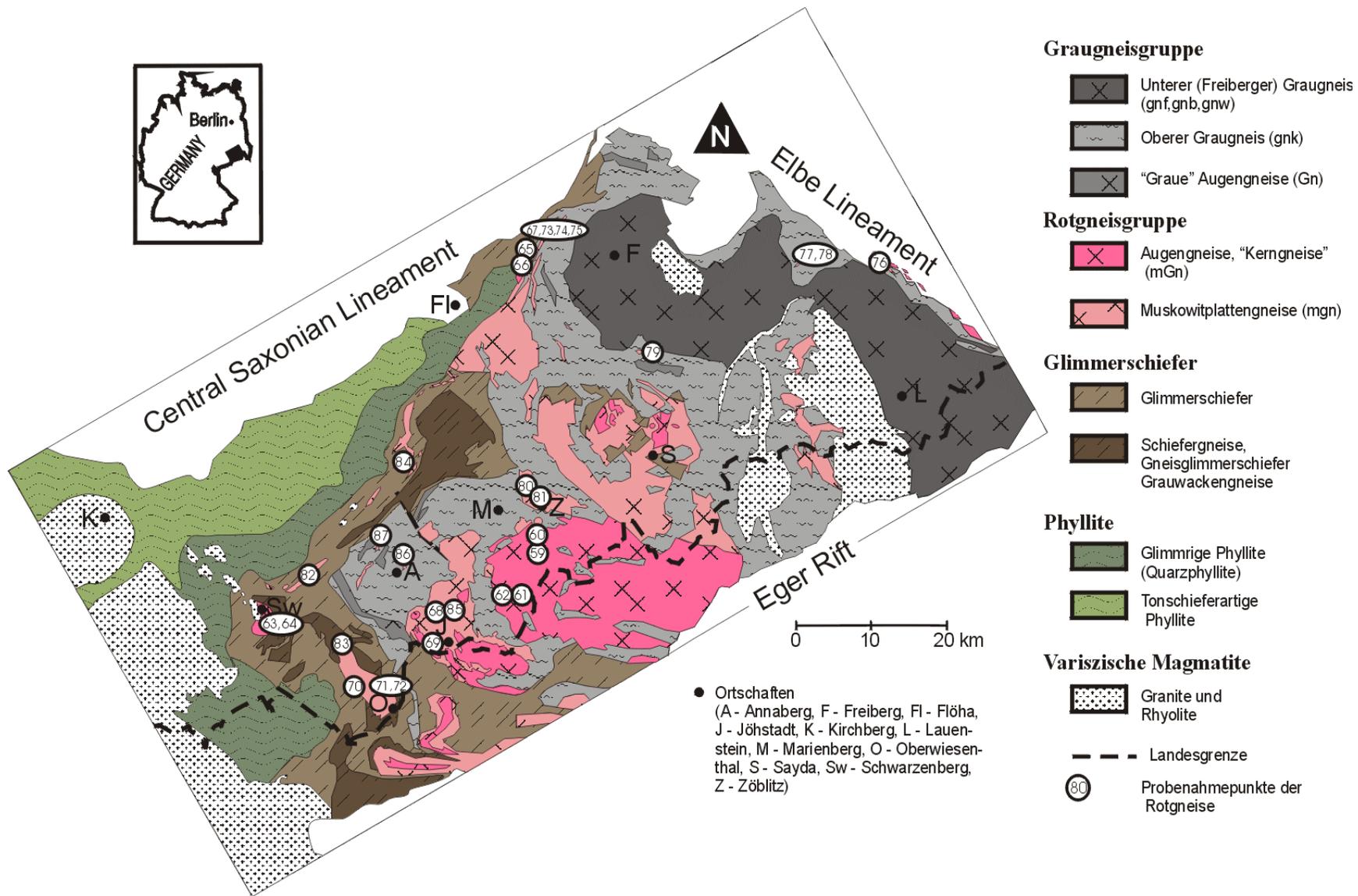


Abb. 4-3-2: Geologische Karte des Erzgebirges nach KOSSMAT & PIETZSCH (1930) mit Probenahmepunkten der Rotgneise

4.3.2 PETROGRAPHIE

SCHEUMANN (1932, 1938, 1957), PIETZSCH (1962) und WIEDEMANN (1965, 1969) führten umfangreiche petrographische Untersuchungen der Rotgneise durch. Nach WIEDEMANN (1969) sind auf der Basis unterschiedlicher tektonischer Überprägung Reliktgranite, grobe Rotgneise mit relikthischen Zügen (Augengneise, grobflaserige Gneise) und weitgehend deformierte Rotgneise (Plattengneise) zu unterscheiden.

Der Modalbestand der Rotgneise (Literaturdaten) ist in Tabelle 2 angegeben. Aus dieser Tabelle ist kein eindeutiger Unterschied in der Mineralzusammensetzung zwischen Rotgneisen und den Unteren Graugneisen ersichtlich. Dies ist sicherlich darin begründet, dass in die Gruppe der Rotgneise auch Gneise mit Übergangscharakter (z.B. die sog. Augengneise selbständiger Stellung) miteinbezogen wurden. Diese Betrachtung zeigt, dass eine Zuordnung der Gneise zu den Rotgneisen auf alleiniger Grundlage des Mineralbestandes nicht immer eindeutig sein muss.

Ein Vergleich im Streckeisendiagramm (WIEDEMANN, 1969) zeigt zwar überlappende Felder, jedoch unterschiedliche Schwerpunkte. Die Unteren Graugneise fallen eindeutig in das Feld der Granodiorite, die Rotgneise belegen sowohl Teile des Granitfeldes, als auch des Granodioritfeldes. WIEDEMANN (1969) hat gezeigt, dass selbst ein beachtlicher Teil der Reliktgranite aus granodioritischem Material besteht. Die weitgehend deformierten Rotgneise zeigen ähnliche Modalbestände wie die Reliktgranite, sind jedoch etwas in das Feld der Granite (d.h. höheres Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis) verschoben. Ein höherer Plagioklas-Gehalt geht auch in den Rotgneisen zumeist mit einem höheren Biotit-Gehalt einher.

Die Reliktgranite weisen ein typisches Ausscheidungsgefüge auf. Hypidiomorpher, eng polysynthetisch verzwilligter Oligoklas-Albit (Anorthit-Gehalt 7 bis 15%) und Kalifeldspat stehen Quarz als Zwickelfüllung gegenüber. Der nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligte Kalifeldspat enthält feine Perthitspindeln und -lamellen. Der mm-große Biotit bewegt sich in den groben Gesteinen unterhalb der Korngröße der felsischen Hauptminerale. Muskowit ist stets vertreten, Granat in bestimmten Lagen.

In den groben Rotgneisen mit relikthischen Zügen zerfällt der Quarz als Folge der Deformation zu wechsellagernden oder zu recht gleichmäßig-feinkörnigen Pflastern. Die Feldspäte zeigen Säume von Mörtelkorn und eine Zerlegung in Teilbereiche. Es kommt zu feinperthitischen Entmischungen in den Kalifeldspat-Großkristallen und zur Beteiligung der Albitkomponente in den Porphyroklasten. Mit einsetzender Regeneration rekristallisieren intensiv beanspruchte Quarzfahnen und die Porphyroklasten erhalten blastische Züge.

Das Gefüge der stark deformierten Rotgneise ist am meisten von kristalloblastischen Zügen geprägt. Der Kalifeldspat lagert sich zu wechselnd deutlich gegitterten Mikroklin um, der optisch ziemlich frei von Perthiteinlagerungen ist. Auch die Plagioklassubstanz ist umgebildet und lässt zwei Generationen erkennen. Plagioklas I (Anorthitgehalt 7 bis 15%) findet sich, stark seritisiert, nur noch als Einschlusskornart in Kalifeldspat. Seine Durchsetzung mit Quarzwürmern dürfte mit der Umlagerung des Kalifeldspat-Wirtskristalles zusammenhängen. Der jüngere albitische Plagioklas II (Anorthitgehalt 0 bis 10%) sprosst als Blasten im Gesteinsgewebe. Bei intensiver Blastese kann es zur Ausbildung von megaskopisch granitähnlichen Plagioklasblasten-Gneisen kommen, in denen fast alle Spuren der Kataklyse ausgelöscht sind. Mit der Umwandlung der Plagioklase scheint die Neusprossung von Muskowit verbunden zu sein.

Die rötlichen Farbtöne vieler Rotgneise sind nach SCHEUMANN (1938) auf das bei der Umwandlung von Biotit freiwerdende Eisen zurückzuführen, das im Feldspat in Form feinsten Schüppchen von Eisenglanz bzw. von Eisenoxydhydrat eingelagert ist.

4.3.3 GEOCHEMIE

Die Gehalte der Hauptelemente wurden schon in frühen Arbeiten bestimmt (z.B. SCHEUMANN, 1938; PIETZSCH, 1962; WIEDEMANN, 1965). PIETZSCH (1962) bemerkte, dass für alle Rotgneise sehr viel höhere SiO_2 -Gehalte gegenüber den Graugneisen charakteristisch sind. WIEDEMANN (1965) zeigte, dass der Kalium - Natrium - Haushalt der Rotgneise im wesentlichen ähnlich zu den Graugneisen ist, die meisten Rotgneise jedoch zu höheren K_2O -Gehalten tendieren. MINGRAM et al. (1998) und MINGRAM & RÖTZLER (1999) wiesen erstmals auf deutliche Unterschiede in der geochemischen Elementverteilung der Rotgneise im Vergleich zu den Graugneisen hin. Demnach besitzen die Rotgneise deutlich höhere SiO_2 -Gehalte (>73%), niedrige Zr-, Nb-, Ba-, Sr-, TiO_2 -Gehalte und höhere Zr/ TiO_2 - und Rb/Sr-Verhältnisse, sowie geringe La/Yb-Verhältnisse und damit einen relativ flachen Verlauf in Chondrit-normierten SEE-Diagrammen mit negativen Eu-Anomalien. Bei diesen Untersuchungen fiel der Schwarzenberger Augengneis durch seine abnorme geochemische Elementverteilung auf, die eher der der Graugneise entsprach.

Wir führten Haupt- und Spurenelementanalysen (einschließlich der SEE) an 22 Proben aus Rotgneisen durch (Tab. 5, 9). Zum Vergleich sind in den Tabellen 5 und 9 Elementgehalte von sechs Rotgneisproben (aus MINGRAM & RÖTZLER, 1999 entnommen) aus ähnlichen bzw. den gleichen Rotgneiskörpern aufgeführt, die für die Zirkondatierung verwendet wurden.

Die Auswertung dieser Analysen führt unter Annahme einer isochemen Metamorphose (vgl. MINGRAM, 1996) zu folgenden Schlussfolgerungen:

- Die berechneten CIPW-Normen weisen sehr geringe An-Gehalte aus. Alle Rotgneise haben relativ hohe Corundum Normative (zumeist zwischen 2 und 3), die jedoch in der Regel kleiner als die der Unteren Graugneise sind. Die Corundum Normative und die berechneten A/CNK weisen die Rotgneise als peraluminöse S-Typ Granite aus.
- Die Rotgneise des Erzgebirges unterscheiden sich von den Graugneisen in einer Reihe von Elementparametern deutlich (Abb. 4-3-3, 4-3-4) und zeigen gewisse geochemische Ähnlichkeiten zu den Apliten (vgl. Abschnitt 4-1-3). Sie besitzen tendenziell höhere Gehalte an SiO₂, etwas höhere K- und Rb-Gehalte und deutlich niedrigere Gehalte an CaO, MgO, Fe₂O₃, TiO₂, V, Cu, Cr, Zr, Sr und den leichten SEE (LSEE) mit stärker ausgeprägter negativer Eu Anomalie. Damit sind in diesen Graniten einige der inkompatiblen LIL-Elemente (K, Rb) angereichert. Kompatible Elemente, die bevorzugt in Fe- und Mg-führenden Silikaten eingebaut werden (Co, Ni, Sc, V, Cr), sind im Vergleich zu den Graugneisen deutlich abgereichert.
- Der Grad der Abreicherung der kompatiblen Elemente ist verschieden und unabhängig vom Strukturtyp der Rotgneise (Reliktgranite oder Muskowitplattengneise). Da der TiO₂-Gehalt eine Trennung in unterschiedlich abgereicherte Gruppen erlaubt (vgl. Abb. 4-3-3 C), wurden die Proben nach deren TiO₂-Gehalt in drei geochemische Gruppen eingeteilt (Gruppe A: <0.2%, Gruppe B: 0.2 bis 0.4%, Gruppe C: > 0.4%).
- Die Proben mit den höchsten SiO₂-Gehalten (Gruppe A) weisen in der Regel die geringsten Gehalte an TiO₂, Fe₂O₃, MgO, Al₂O₃, CaO, Ba, Sr, V (Co, Ni, Sc, Cr), Zr und LSEE auf (vgl. Abb. 4-3-3 A, B, C, D, E und Abb. 4-3-4). Derartige Elementkorrelationen werden mit a) Kristallisationsfraktionierungen bzw. b) Restitzumischungen im magmatischen Stadium erklärt (z.B. CHAPPELL et al., 1987). GARCIA et al. (1994) zeigten, dass diese beiden Prozesse im Al-Ti-Zr Diagramm unterschieden werden können. Der beobachtete Trend im Al-Ti-Zr Diagramm (Abb. 4-3-5 A) entspricht nach GARCIA et al. (1984) Kristallisationsfraktionierungen.

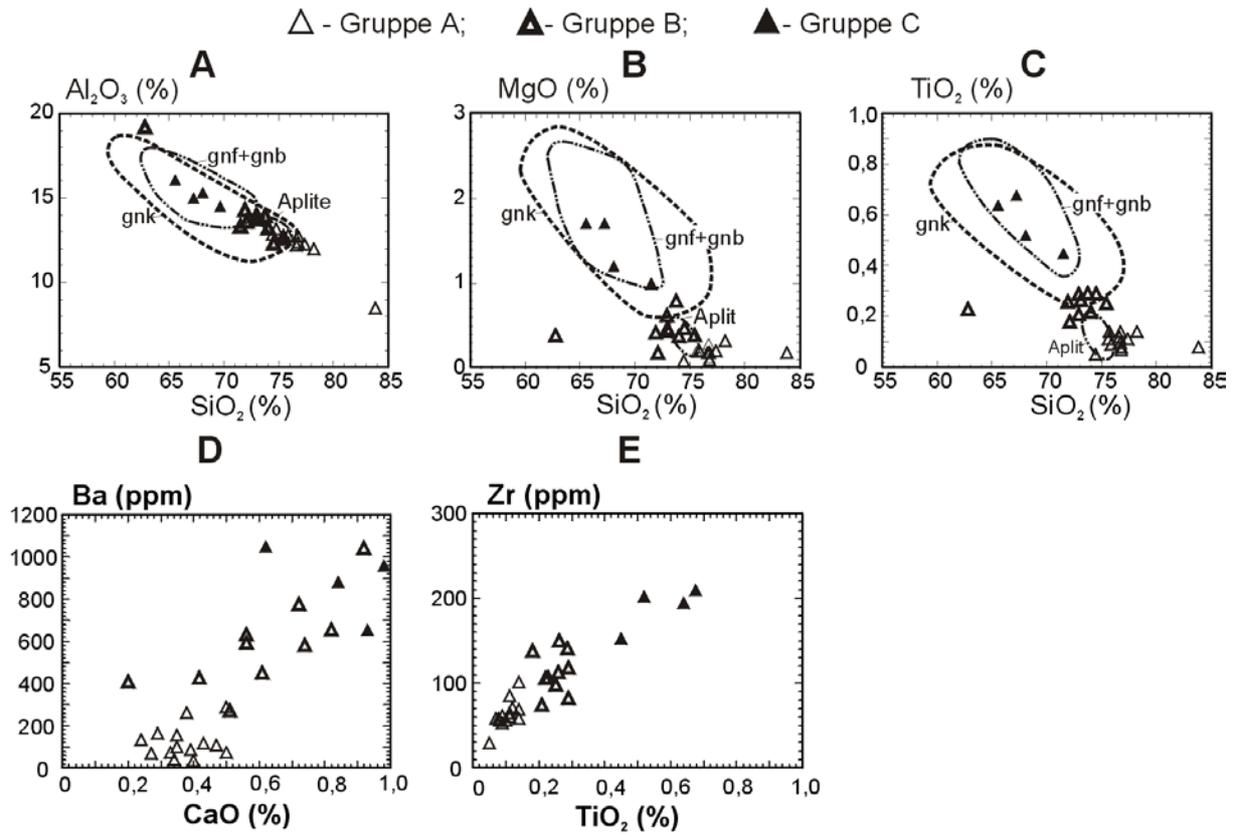


Abb. 4-3-3: Ausgewählte SiO_2 -bezogene Harker-Diagramme (A – C), sowie CaO vs. Ba (D) bzw. TiO_2 vs. Zr (E) Variationsdiagramme der Rotgneise. Zum Vergleich sind die Verbreitungsfelder der Unteren Graugneise (vgl. Abb. 4-1-3) und der Oberen Graugneise (vgl. Abb. 4-2-3) angegeben. Die Unterteilung in die Gruppen A, B, C erfolgte nach dem TiO_2 -Gehalt (Gruppe A: <0.2%, Gruppe B: 0.2 bis 0.4%, Gruppe C: >0.4%).

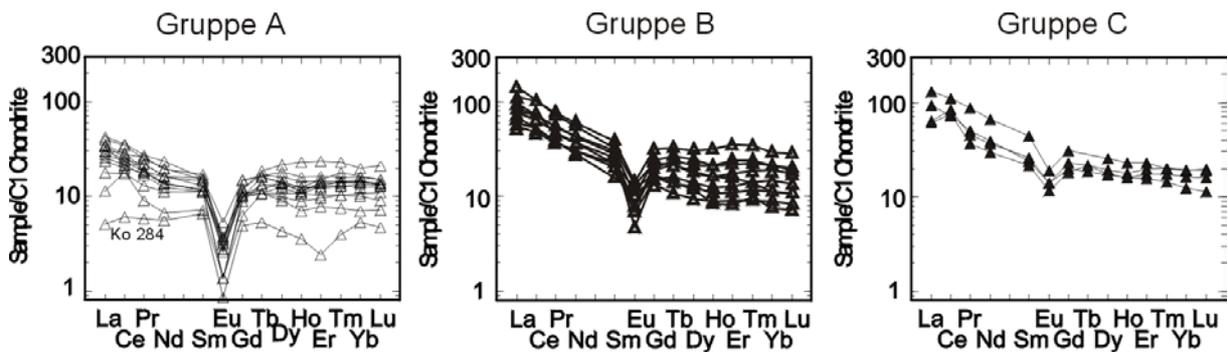


Abb. 4-3-4: SEE-Verteilungsmuster der Rotgneise, normiert nach EVENSEN et al. (1978). Unterteilung der geochemischen Gruppen A, B und C entsprechend der TiO_2 -Gehalte (vgl. Abb. 4-3-3)

- Zur Klärung, welche Mineralphasen fraktionieren und damit zu Elementkorrelationen führen, werden Ba-Sr-Rb Diagramme angewendet. Im Sr-Ba-Diagramm (Abb. 4-3-5 B), aber auch in den Rb-Sr- und Rb-Ba-Systemen sind eindeutige Trends zu erkennen. Die

geochemische Gruppe A (z.B. Proben Ko 284, KE 447) weist dabei die geringsten Sr- und Ba-Gehalte und die höchsten Rb-Gehalte auf. Nach den Vektoren von ROLLINSON (1993) könnte Kalifeldspat eine der bedeutenden fraktionierenden Mineralphasen sein. Da Kalifeldspat jedoch eine der häufigsten gesteinsbildenden Phasen darstellt und kein Zusammenhang mit dem Kalifeldspat-Gehalt in den Proben erkennbar ist, sind die beobachteten Trends wahrscheinlich Resultat einer Biotit-Fraktionierung mit gleichzeitiger Plagioklasfraktionierung.

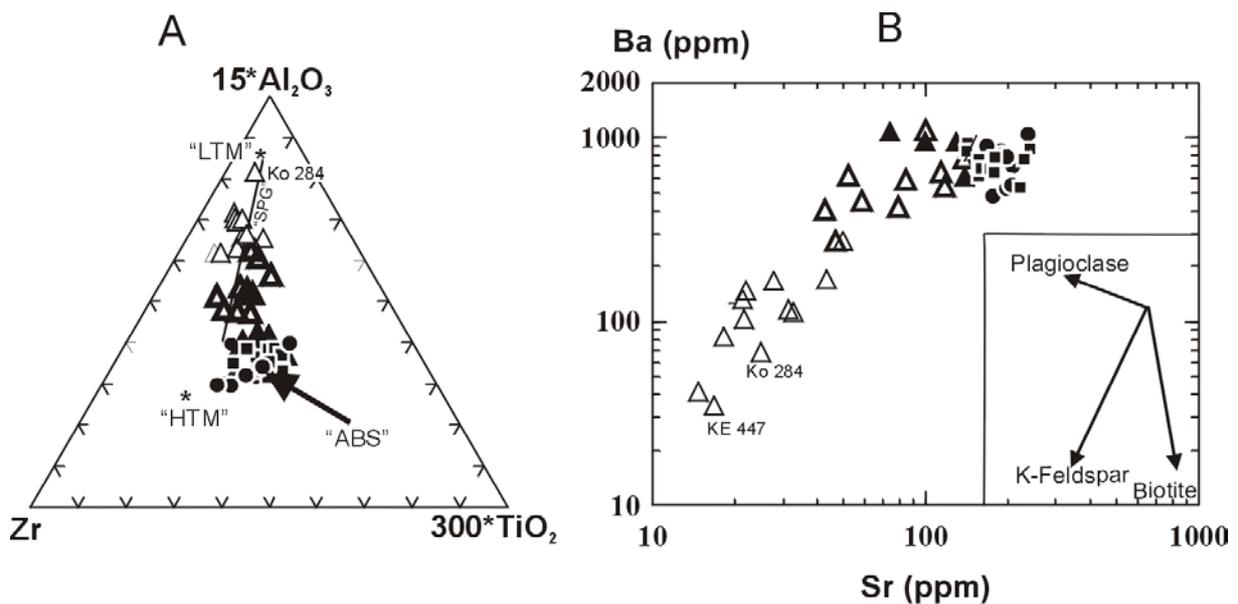


Abb. 4-3-5 A: Al-Ti-Zr Diagramm nach GARCIA et al. (1984) zur Unterscheidung von Kristallisationsfraktionierungen und Restitzmischungen. "ABS", "SPG", "HTM" und "LTM" stellen nach GARCIA et al. (1984) "average bulk sediment", "strongly peraluminous granites", "high temperature melt" and "low temperature melt" dar. Dreieckssymbole für Rotgneise wie in Abb. 4-3-3, Quadrate – Untere Graugneise, Kreise – Obere Graugneise.
 Abb. 4-3-5 B: Sr-Ba-Variationsdiagramm. Vektoren für fraktionierte Mineralphasen nach ROLLINSON (1993). Dreieckssymbole für Rotgneise wie in Abb. 4-3-3, Quadrate – Untere Graugneise, Kreise – Obere Graugneise.

- Unterstützende Argumente dieser Interpretation sind deutlich geringere Biotit-Gehalte der Gruppe A (die mit geringeren TiO_2 , MgO , Al_2O_3 , Zr, und V einhergehen) und diesen Proben ein leukokrates Aussehen verleiht (vgl. Abb. 4-3-1 A und D). Die gleichzeitig geringen Gehalte an CaO, Ba und eine deutlich stärker ausgeprägte Eu-Anomalie dieser Gruppe sind Hinweis auf Plagioklasfraktionierung (Abb. 4-3-4), die außerdem eine Abreicherung der LSEE und damit einen flachen Verlauf der SEE-Verteilungsmuster hervorruft (Abb. 4-3-4). Die Gruppe B stellt weniger fraktionierte Granite mit höheren Biotit- und Plagioklasgehalten dar, die Gruppe C (vgl. in Abb. 4-3-1 Bilder C und E)

relativ unfraktionierte Gesteine. Somit entspricht die chemische Zusammensetzung der Gruppe C am ehesten den für die Schmelzbildung potentiell in Frage kommenden Ausgangsgesteinen. Im Al-Ti-Zr Diagramm ist die Lage der Rotgneise der Gruppe C mit denen der Unteren und Oberen Graugneise praktisch identisch (Abb. 4-3-5 B). Als potentielle Ausgangsgesteine für die Bildung der S-Typ Rotgneismagmen können somit die Graugneise des Erzgebirges angesehen werden.

- Der unterschiedliche Grad der Kristallisationsfraktionierung der Rotgneise ist wahrscheinlich auf unterschiedliche Bildungsbedingungen zurückzuführen. Die stark fraktionierten Gesteine der Gruppe A entsprechen Niedrigtemperaturschmelzen (vgl. Abb. 4-3-5 A), in denen nur wenig Zr und TiO₂ gelöst werden konnte. Auch die geringen MgO-Konzentrationen dieser Rotgneise weisen entsprechend experimenteller Befunde auf niedrige Schmelzbildungstemperaturen hin (HOLTZ et al., 1992). Die Magmenbildung der fast nicht fraktionierten Gesteine der Gruppe C erfolgte wahrscheinlich bei höheren Temperaturen.
- Die Rotgneise der Gruppe A weisen Zirkoniumgehalte ≤100 ppm auf. Derart geringe Zirkoniumgehalte entsprechen einer Zirkonsättigungstemperatur ≤700°C (WATSON & HARRISON; 1981). Schmelzbildung bei derartig geringen Temperaturen wird zumeist auf Dehydratisierungsreaktionen von Muskowit, z.B. Muskowit-reichen Metapeliten zurückgeführt (LE BRETON & THOMPSON, 1988; VIELZEUF & HOLLOWAY, 1988) und erfordert eine relativ hohe Wasseraktivität. Die Zirkonlöslichkeit entsprechend der Gleichung



ist abhängig von der Wasseraktivität und gering bei hoher Wasseraktivität. Wenn die Schmelzbildungsrate größer als die Geschwindigkeit der Zirkonlösung im Edukt ist und die gebildete Schmelze relativ schnell aufsteigt, kann es neben einer Kristallisationsfraktionierung von Plagioklas und Biotit zu der von Zirkon gekommen sein. Dies würde zur Abreicherung der schweren SEE führen, wie sie in den am stärksten fraktionierten Rotgneisen der Gruppe A beobachtet wird (Abb. 4-3-4).

- Der Aufstieg der Magmen wird im wesentlichen durch die Schmelzrate (welche bei Gleichgewichtsbedingungen größer als 30-50% sein muss) und der Wassersättigung der Schmelze bestimmt. Geringe Aufschmelzgrade gehen zumeist auch mit höheren K₂O-Konzentrationen der Schmelzen einher (CONRAD et al., 1988; HOLTZ & JOHANNES, 1991). Wassergesättigte Schmelzen sind auf Grund der negativen Steigung der Soliduskurve nicht aufstiegsfähig. Niedrigtemperaturschmelzen sind zumeist auch

wassergesättigte Partialschmelzen mit geringen Schmelzanteilen (z.B. VIELZEUF & HOLLOWAY, 1988) und daher nicht aufstiegsfähig. Das Fehlen von Xenolithen (Gesteinseinschlüsse), die geringen Zirkon-Gehalte sowie das Fehlen von Zirkonkernen und Altbestandszirkonen in den am meisten fraktionierten Rotgneisen (Gruppe A) können jedoch als Hinweis für viskose, aufgestiegene, hochdifferenzierte Magmen gedeutet werden. Um einen raschen Aufstieg solcher Niedrigtemperaturschmelzen zu ermöglichen, muss es zu einer Wasseruntersättigung und zur Erhöhung der Schmelzanteile gekommen sein. Während Druckanstieg eine gewisse Wasseruntersättigung hervorrufen kann, fordern erhöhte Schmelzanteile dagegen geringere Drücke und höhere Temperaturen. MONTEL & VIELZEUF (1997) vermuten eine Abhängigkeit zwischen der Wasserlöslichkeit der Schmelzen und ihrer geochemischen Zusammensetzung. Demzufolge könnte eine Wasseruntersättigung auch durch die während der Kristallisationsfraktionierung veränderte geochemische Zusammensetzung der Schmelzen oder durch Mineralreaktionen hervorgerufen werden. Tektonische Prozesse (z.B. Riftprozesse) könnten zu einer Erhöhung der Temperatur in tiefgreifenden Scherzonen geführt haben.

Geochemische Untersuchungen belegen somit einen sehr unterschiedlichen Grad der Kristallisationsfraktionierung während der Schmelzbildung der Rotgneismagmen, was wahrscheinlich durch unterschiedliche Schmelzbildungstemperaturen hervorgerufen wurde. Die Bedingungen, die zum raschen Aufstieg der am meisten fraktionierten Niedrigtemperaturschmelzen geführt haben müssen, konnten im derzeitigen Untersuchungsstadium noch nicht eindeutig geklärt werden. Der Schwarzenberger Augengneis gehört zu den am wenigsten fraktionierten Graniten, die sich bei höheren Temperaturen gebildet haben und deren geochemische Parameter denen der Graugneise entsprechen. Als Ausgangsgestein für die Magmenbildung der Rotgneise kommen somit die Graugneise bzw. ihre Edukte in Betracht.

4.3.4 ISOTOPENGEOCHEMIE

Wir führten keine eigenen Isotopenuntersuchungen an den Rotgneisen durch. In Tab. 11 sind Sm/Nd-Daten von Rotgneisen aus KRÖNER et al. (1995) und MINGRAM & RÖTZLER (1999) zusammengefasst. Die stärker fraktionierten Rotgneise mit geringeren LSEE-Gehalten und flacheren SEE-Verteilungsmuster (Gruppe A) weisen sich gegenüber den weniger fraktionierten Rotgneisgruppen B und C durch höhere Sm/Nd-Verhältnisse und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse aus (Abb. 4-3-6). Die im Vergleich zu den Graugneisen zumeist erhöhten $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse sind wahrscheinlich durch die fraktionierte

Kristallisation (Abreicherung der LSEE vgl. Abschnitt 4.3.3) während der Schmelzbildung der magmatischen Protolithe der Rotgneise bedingt. Versucht man eine Isochrone für diese stark gestreuten Werte zu berechnen (gestrichelte Linie in Abb. 4-3-6), ergibt sich ein Errorchronenalter von 424 ± 230 Ma mit einem ϵ_{Nd} -Wert von -5.7.

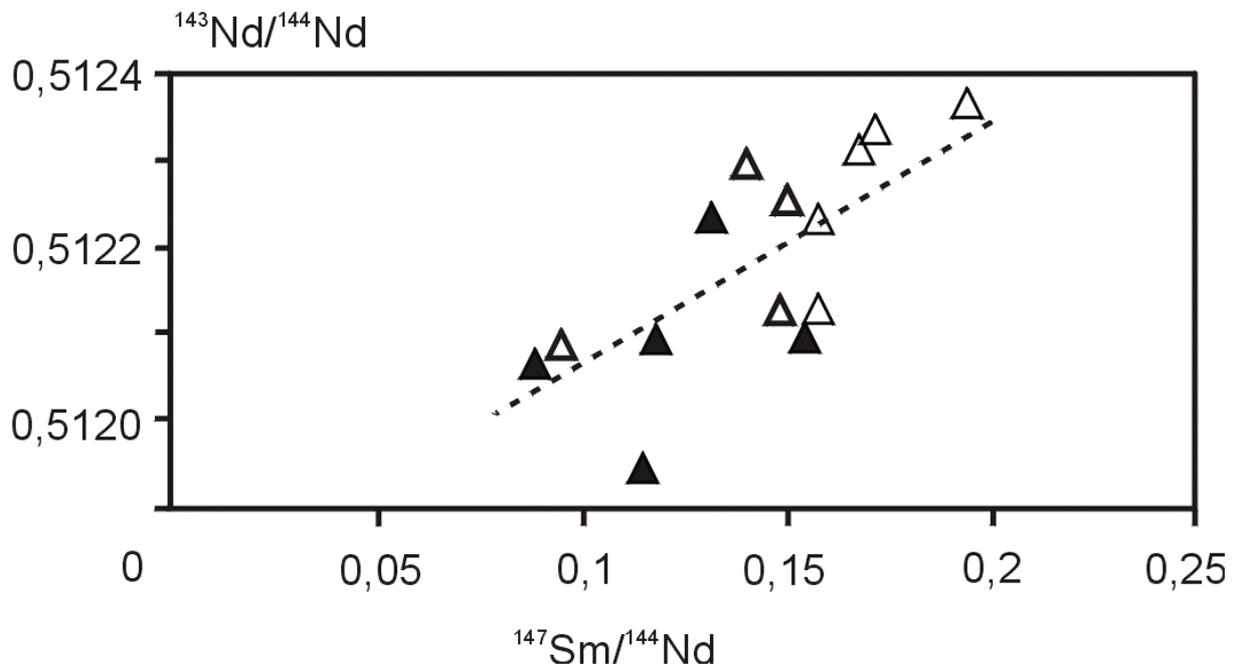


Abb. 4-3-6: Sm/Nd-Isochronendiagramm der Rotgneise. Zeichen wie in Abb. 4-3-3. Die am stärksten fraktionierten Rotgneise (Gruppe A) weisen höhere $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse infolge der fraktionierten Kristallisation auf.

Eine Berechnung der Nd-Modellalter ergibt insbesondere bei den fraktionierten Rotgneisen unrealistisch hohe Werte (bis zu 4.8 Ga bei der am meisten fraktionierten Probe, vgl. Tab. 11), die durch hohe veränderte Sm/Nd-Verhältnisse bedingt sind. Werden die Nd-Modellalter nach MINGRAM & RÖTZLER (1999) mit einem mittleren krustalen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Wert von 0.12 (LIEW & HOFMANN; 1988) berechnet, so ergibt sich ein Altersbereich zwischen 1.4 bis 1.8 Ga für die Rotgneise. Die Überschneidung der Nd-Modellaltersbereiche der Rotgneise und Graugneise lässt auf die Aufarbeitung einer ähnlich alten Kruste schließen. Die berechneten ϵ_{Nd} -Werte (für 480 Ma berechnet, siehe Abschnitt 4.3.6) variieren zwischen -3.2 und -8.0 mit einem Mittelwert von -5.2 (n=14) und liegen damit nur wenig über dem Mittelwert für die Unteren Graugneise. Die Ergebnisse der Sm/Nd-Isotopenuntersuchungen der Rotgneise lassen sich somit als Aufschmelzung einer alten Kruste (vorrangig sedimentären Ursprungs) interpretieren und stützen den S-Typ Charakter der magmatischen Protolithe.

Erste Ergebnisse von Pb/Pb-Untersuchungen der Rotgneise sind in Tabelle 13 aufgeführt. Zwei Rotgneisproben (Proben 59, 68, die zu den stark fraktionierten Rotgneisen der geochemischen Gruppe A gehören) weisen extrem anomale Pb-Isotopenverhältnisse auf. Die Pb-Isotopenverhältnisse und die berechneten Pb-Modellalter dieser Proben weisen auf eine starke Störung des Pb-Isotopensystems, z.B. durch Einwirkung einer zweiten radiogenen Pb-Quelle mit hohem $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis bei wenig verändertem $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis, hin.

4.3.5 ZIRKONMORPHOLOGIE UND INTERNBAU

Zirkonstatistische Daten einiger Rotgneise sind in KURZE et al. (1980) aufgeführt. Die Autoren unterscheiden dabei zwischen a) "Orthogneisen" (zu denen die reliktdgranitischen, grobflaserigen und Augengneise gezählt werden), b) massigen und plattigen Muskowitgneisen und c) gebänderten Muskowitgneisen, die Zwischenlagen anderer Gesteine (oftmals Glimmerschiefer) enthalten. Die "Orthogneise" (darunter der Schwarzenberger Augengneis) weisen alle ein Elongationsmaximum von >2.0 auf und werden deshalb von den Autoren als Bestätigung einer magmatischen Bildungsweise der Zirkone und damit der Edukte dieser Rotgneise gedeutet. Eindeutig sedimentogene Verteilungen zeigen dagegen die in den gebänderten Muskowitgneisen zwischengeschalteten Glimmerschieferlagen (Elongationsmaximum <1.5). Die Elongationsverteilungskurven der Zirkone der massigen und plattigen Muskowitgneise liegen mehr oder weniger symmetrisch um ein Maximum bei 2.0 und wurden von den Autoren auf vulkanogen-sedimentäre Edukte (Tuffe, Tuffite) zurückgeführt. Entsprechend dieser Untersuchungen zeigen reliktdgranitische Orthogneise einen höheren Anteil an idiomorphen Zirkonen als Muskowitgneise.

LOBST et al. (1994) untersuchten Zirkone der Muskowitgneise in der Erzgebirgs-Nordrandzone. Dort bilden Muskowitgneise einen charakteristischen Zug innerhalb der Glimmerschiefer-Zone, der sich vom Westerzgebirge (Elterlein) bis ins Osterzgebirge (Bräunsdorf) verfolgen lässt. Die untersuchten Merkmale (u.a. Elongation, Rundungswert, Bruchwert) belegten die orthogene Natur dieser Gneise. Die Verbandsverhältnisse und zirkonmorphologischen Charakteristika stützen die Annahme, dass die mittel- bis feinkörnigen Muskowitgneise als Meta-Vulkanite betrachtet werden können. Nur der grobkörnige Harthaer Augengneis, deren Zirkone sich deutlich von denen klein- und mittelkörniger Gneise unterscheiden, ist dagegen als intrusiver Körper anzusehen.

KRÖNER et al. (1995) datierten idiomorphe Zirkone der Rotgneise der Reitzenhainer-Katharinberger Kuppel. Die Zirkone wurden zumeist als idiomorph und langprismatisch beschrieben, die nur eine sehr schwache Kantenrundung (zumeist an den Pyramidenspitzen)

aufweisen. Diese Untersuchungen wurden als Beweis einer Ortho-Natur der untersuchten Rotgneise gedeutet. Weitere Rotgneise des Erzgebirges wurden durch KRÖNER & WILLNER (1998) untersucht. Zirkone des grobkörnigen Harthaer Augengneises am NW Rand des Osterzgebirges wurden als "idiomorph" beschrieben, die Zirkone des Rotgneises bei Niederlauterstein (mgn, als "HT-Mylonit" beschrieben) als "langprismatisch" mit "gerundeten Zirkonenden".

Wir führten Zirkonuntersuchungen an 20 Proben durch, die zu unterschiedlichen Rotgneiskörpern gehören (Tab. 14). Die Beschreibung der Zirkonmorphologie und der internen Zirkonstrukturen erfolgt getrennt für die Gruppe der Reliktgranite (die nicht deformierte Reliktgranite, grobe Rotgneise mit relikthischen Zügen, grobflasrige Rotgneise und Augengneise umfasst) und die mittelkörnigen, teilweise stark deformierten Muskowitplattengneise.

- Reliktgranite

Detailliertere Zirkonuntersuchungen mittels Rasterelektronen-Mikroskop führten wir an zwei Proben des Harthaer Augengneises, an zwei Proben des Schwarzenberger Augengneises und am riesenkörnigen Augengneis von Jöhstadt durch. Außerdem standen Zirkone eines Augengneises aus der Reitzenhainer-Katharinberger Kuppel zur Verfügung (Probe 95-8 von MINGRAM & RÖTZLER, 1999).

Die Zirkone der untersuchten Augengneise zeichnen sich durch einen hohen Grad an Idiomorphie aus, d.h. sie haben glatte Oberflächen und sind nur äußerst schwach kantengerundet (vgl. Abb. 4-3-7). Alle Kristalle besitzen ausgeprägte spitze Pyramiden [211]. Das vorherrschende Prisma ist [110], wobei untergeordnet - in gedrungeneren Zirkonen auch gleichrangig - das [100]-Prisma ausgebildet ist. Die Zirkone weisen unterschiedliche Längen/Breiten-Verhältnisse auf. In allen Reliktgraniten ist ein beträchtlicher Anteil von langprismatischen Nadelzirkonen ($L/B > 4$) zu finden. Daneben treten auch zahlreiche mittelprismatische Zirkone mit den typischen spitzen Pyramiden auf. Kurzprismatische Zirkone sind selten und in der Regel idiomorph. Zirkonmorphologisch ähneln diese Rotgneise somit den Unteren Graugneisen.

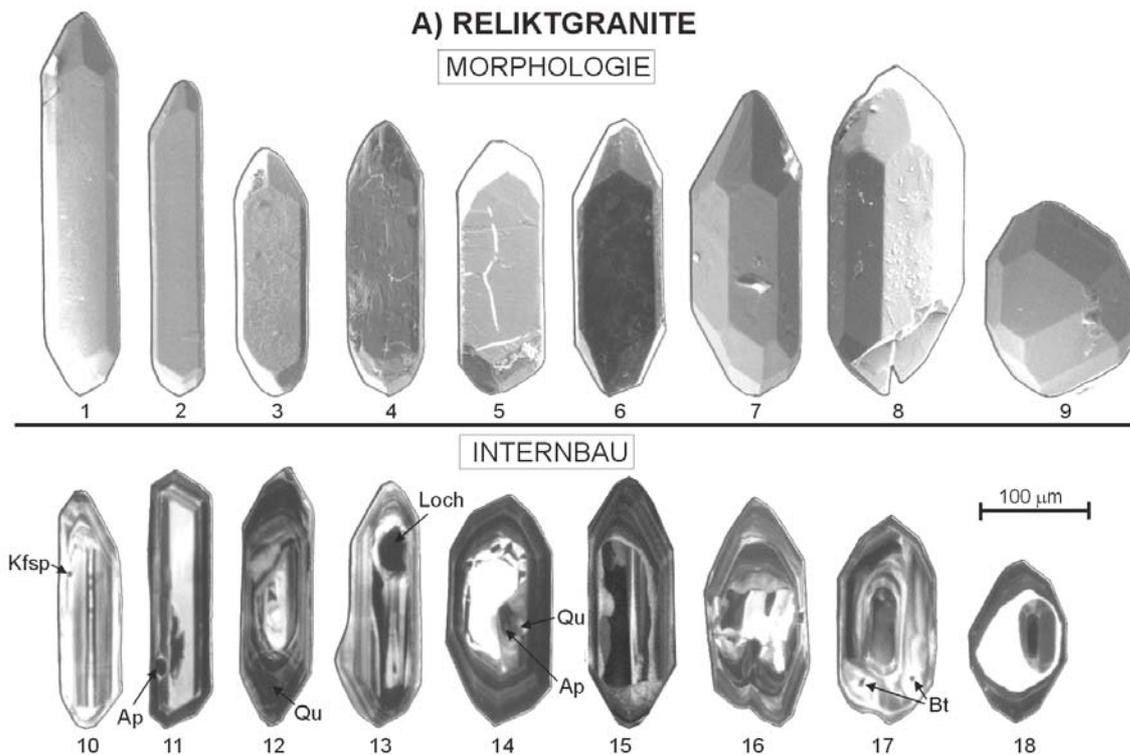


Abb. 4-3-7: Die Zirkonpopulation der Rotgneise (Reliktgranite) am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) dokumentiert.

CL-Untersuchungen (vgl. Abb. 4-3-7) haben gezeigt, dass die langprismatischen Nadelzirkone keine Kerne besitzen und in der Regel eine primär oszillierende Wachstumzonierung zeigen (z.T. initiales Skelettwachstum wie in den Nadelzirkonen der Unteren Graugneise). Diese Zirkone enthalten in der Regel keine oder nur wenige, kleine Mineraleinschlüsse. Die CL-Intensität in einer dünnen eng zonierten Randzone ist zumeist deutlich niedriger als in der Mitte des Kristalls (vgl. Abb. 4-3-7, Zirkone 11, 12). In mittelprismatischen Zirkonen mit deutlich geringerem Längen/Breiten-Verhältnis ist diese Randzone gleichfalls vorhanden. Der zentrale Teil des Kornes wird dann oftmals von einem regelmäßig zonierten Bereich ausgefüllt, dessen Zonierung jedoch deutlich kontrastreicher (sehr helle CL-Zonen wechseln mit sehr dunklen CL-Zonen) ausfällt. Dabei verläuft die interne Zonierung konform zur Zonierung der Randzone, so dass zwischen Kern und Randzone vermutlich kein Altersunterschied besteht (vgl. Abb. 4-3-7, Zirkone 15, 17). Die interne Zonierung zeigt dabei an, dass bei vielen Zirkonen die spitzen Pyramiden erst während eines späteren Stadiums (dünne Randzone) ausgebildet wurden (vgl. Abb. 4-3-7, Zirkone 10, 12, 13). Einige mittelprismatische Zirkone unterscheiden sich deutlich von den

oben beschriebenen durch Kerne, die durch eine sehr hell luminiszierende (CL) unregelmäßig buchtige Schicht begrenzt wird (vgl. Abb. 4-3-7, Zirkone 14, 16).

Die Häufigkeit des Auftretens von Zirkonkernen in den reliktdranitischen Rotgneisen variiert. Während mittelprismatische Zirkone des Harthaer Augengneises sehr selten Kerne aufweisen, sind diese in mittelprismatischen Zirkonen des Schwarzenberger Augengneises eher die Regel. Typisch für alle Reliktgranite (jedoch in unterschiedlicher Intensität) sind Rekristallisationserscheinungen, die an einer partiellen Auslöschung der Wachstumszonierung zu erkennen sind. Diese Prozesse sind sowohl in der Randzone, als auch in den zentralen Bereichen der Zirkonkristalle beobachtet worden (vgl. Abb. 4-3-7, Zirkone 14, 16, 17). Sie sind häufiger in der stärker deformierten Probe (Mem 1) als in der schwach deformierten Probe (Har 1) des Harthaer Augengneises zu finden. Besonders häufig sind rekristallisierte Kerne in den beiden Proben des Schwarzenberger Augengneises. Mittelprismatische Zirkone führen oft Einschlüsse, die sehr groß sind. Dabei handelt es sich meistens um Feldspäte (Kalifeldspat, albitreiche Plagioklase), seltener um Quarz. Vereinzelt wurden auch Biotit-, Apatit- und Pyroxen-Einschlüsse gefunden.

Die Zirkonmorphologie weist die reliktdranitischen Rotgneise eindeutig als Orthogneise aus. Während der magmatischen Phase kam es zur Zirkoneubildung, wobei insbesondere ein großer Anteil von lang- bis mittelprismatischen Zirkonen gebildet wurde.

- Muskowitplattengneise

Für den Muskowitgneis-Zug am NW-Rand des Erzgebirges wurde eine vulkanische Entstehungsweise angenommen (z.B. LOBST et al., 1994). Wir untersuchten drei Proben aus diesem Zug, sowie zwei weitere Proben aus den vermutlich vulkanogen entstandenen Leptynitgneisen am NE-Rand des Osterzgebirges. Die Zirkonpopulationen dieser fünf Proben ähneln sich und bestätigen die von LOBST et al. (1994) getroffenen Beobachtungen der Zirkonmorphologie. Identische Zirkonpopulationen enthalten die Muskowitgneise bei Hammerunterwiesenthal-Crottendorf und der Haßberg-Boden Synklinale. Die Zirkonformen in den vermutlich vulkanischen Muskowitgneisen weisen einige deutliche Unterschiede zu den Zirkonen in den Reliktgraniten auf (vgl. Abb. 4-3-8). So sind die für Zirkone der reliktdranitischen Rotgneise typischen spitzen Pyramiden in den Muskowitplattengneisen nur sporadisch an einigen mittelprismatischen (jedoch nicht an langprismatischen) Zirkonen beobachtet worden. Die langprismatischen Zirkone der Muskowitplattengneise weisen eine einfache Kristalltracht mit nur einem Prisma [110] und einer Pyramide [101] auf (vgl. Abb. 4-3-8, Zirkon 1, 2). Nach PUPIN (1980) bilden sich Zirkone mit dieser Morphologie (G1) im

spätmagmatischen Stadium. Vielleicht ist die unterschiedliche Zirkonmorphologie der Muskowitgneise (vorrangig stumpfe Pyramiden) und der relik graniteischen Rotgneise (vorrangig spitze Pyramiden) auch auf die unterschiedliche Abkühlungsgeschwindigkeit der Magmen zurückzuführen.

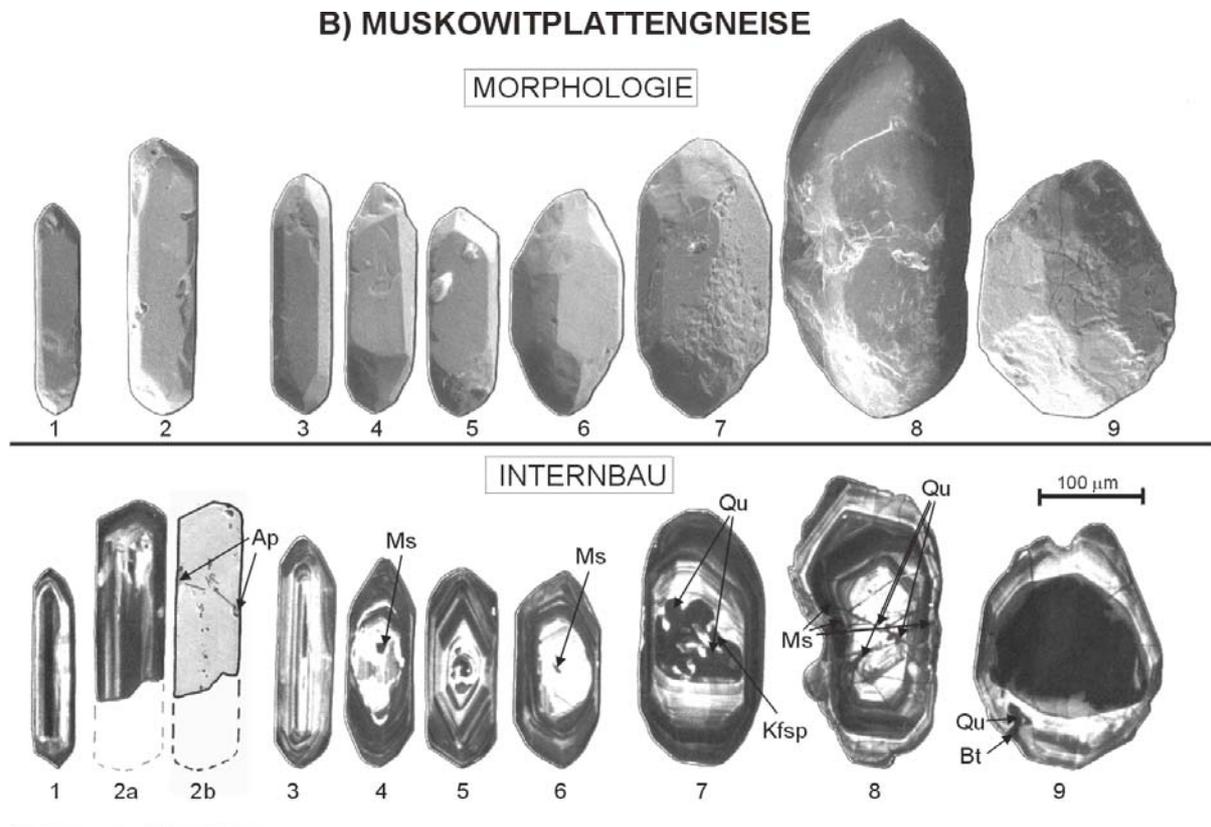


Abb. 4-3-8: Die Zirkonpopulation der Rotgneise (Muskowitplattengneise) am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) dokumentiert. Bei übereinstimmenden Nummern der Zirkone wurde die Morphologie und der Internbau am gleichen Zirkon bestimmt.

Die langprismatischen Zirkone der Muskowitplattengneise sind deutlich weniger idiomorph als die der relik graniteischen Rotgneise und weisen unebene, höckerige Oberflächen bei etwas stärkerer Kantenrundung auf. Im Durchlicht erscheinen diese Zirkone oft trüb und rissig, während die Zirkone der Reliktgranite in der Regel klar und durchscheinend sind. Die höckerigen Oberflächen der Zirkone sind durch kleine Löcher bedingt, die bis in den zentralen Teil des Zirkonkristalls reichen können (vgl. Abb. 4-3-8, Zirkon 2b). Das Längen/Breiten-Verhältnis der Zirkone variiert stark innerhalb und zwischen den Proben. Das höchste Längen/Breiten-Verhältnis der Zirkone beträgt in einigen Proben nur drei, in anderen bis zu sechs. Damit sind die langprismatischen Zirkone der Muskowitplattengneise in der

Regel kürzer als die der Reliktgranite. Das erklärt auch, warum einige Muskowitgneise bei der Auswertung der Zirkone nach Elongationskriterien nicht eindeutig in das magmatogene Feld fallen (z.B. LOBST et al., 1994). Die Elongationswerte der Zirkone sollten daher nicht als alleiniges Kriterium für die Zuordnung zu Ortho- oder Paragesteinen verwendet werden. In den Zirkonen mit geringerem Längen/Breiten-Verhältnis tritt neben dem [110]-Prisma auch das [100]-Prisma auf. Diese Zirkone sind oftmals stärker kantengerundet (vgl. Abb. 4-3-8, Zirkone 6, 7).

Die Internstruktur der langprismatischen Zirkone aus den Muskowitplattengneisen gleicht der der Reliktgranite (oszillierende Wachstumszonierung, keine Kerne, vgl. Abb. 4-3-8, Zirkone 1, 2). Mittelprismatische Zirkone können Kerne enthalten (vgl. Abb. 4-3-8, Zirkone 4 bis 9). Es ist zu beobachten, dass in einigen Fällen stumpfe [101]-Pyramiden auf steilen Pyramiden aufgewachsen sind (vgl. Abb. 4-3-8, Zirkon 5), wodurch die typische Zirkonmorphologie (G1 Gruppe nach PUPIN, 1980) der Muskowitplattengneise erzeugt wird. Die Häufigkeit der Zirkonkerne variiert stark. Auffällig viele Zirkonkerne wurden in der Probe 95-5, aber auch in den Leptynitgneis-Proben (OE 7, OE 9) gefunden. Dagegen ist die Probe 95-2 arm an Zirkonkernen. Viele mittelprismatische Zirkone enthalten zahlreiche Mineraleinschlüsse, die ähnlich wie in den Reliktgraniten sehr groß sein können. Besonders häufig sind Feldspat-Einschlüsse (Kalifeldspat und albitreicher Plagioklas), aber auch zahlreiche Quarz-, Biotit- und Apatit-Einschlüsse wurden beobachtet. Um diese Einschlüsse sind im CL-Bild oftmals Aureolen mit erhöhter CL-Intensität zu sehen (vgl. Abb. 4-3-8, Zirkone 4, 7). Auch die Zirkone der Muskowitgneise zeigen vielfältige Anzeichen von Rekristallisationsprozessen sowohl in den Kernen als auch in den äußeren Zonen (vgl. Abb. 4-3-8, Zirkone 6 bis 9).

Alle untersuchten Proben der Muskowitplattengneise ähneln sich in ihrer Zirkonmorphologie, die diese eindeutig als Orthogneise kennzeichnet. Im Vergleich zu den grobkörnigen relikgranitischen Rotgneisen wurden Unterschiede in der Ausbildung der Pyramidenflächen und der Kantenrundung beobachtet, welche etwas unterschiedliche Bildungsbedingungen (höhere Abkühlungsrate?) und stärkere (tektonometamorphe?) Überprägung für die Muskowitplattengneise vermuten lassen.

4.3.6 ZIRKONDATIERUNG

KRÖNER et al. (1995) gaben mittlere $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter von 554 bis 550 Ma für vier Proben der Reitzenhainer-Katharinberger Kuppel (entspricht der Gruppe der Reliktgranite) an, deren Alter somit im gleichen Bereich wie die von KRÖNER et al. (1995) datierten Unteren Graugneise liegen.

Weitere $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter für Rotgneise des Erzgebirges sind in KRÖNER & WILLNER (1998) aufgeführt. Für einen Orthogneis, der sich im Randbereich der Reitzenhainer-Katharinberger Kuppel befindet (Probe CS 16, entspricht der Gruppe der Muskowitplattengneise), ist ein $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter von 524.1 ± 1.0 Ma ermittelt worden. Die Zirkonevaporations-Datierung einer Probe der Muskowitplattengneise bei Zöblitz (Probe EZ 41, HT Mylonit bei Niederlauterstein) ergab 478.5 ± 1.1 Ma. Das Intrusionsalter der Eduktgesteine des Harthaer Augengneises (als Granitgneis Frankenstein bezeichnet, Probe DDR 17, entspricht der Gruppe der Reliktgranite) wurde mit 481.7 ± 1.1 Ma bestimmt. Nach diesen Untersuchungen von KRÖNER et al. (1995) und KRÖNER & WILLNER (1998) scheinen sowohl die Gesamtgruppe der Rotgneise, als auch die Rotgneise der Reitzenhainer-Katharinberger Kuppel aus altersunterschiedlichen Komponenten zu bestehen (550 bis 480 Ma).

Wir führten Zirkondatierungen mittels Evaporation an fünf Proben von Reliktgraniten und an sieben Proben von Muskowitplattengneisen durch. Die Ergebnisse sind in Tabelle 19 aufgeführt. Das mittlere $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter einer Probe wird in der Regel als gewichtetes Mittel berechnet. Im Unterschied zu den Graugneisen variieren die Zirkonalter innerhalb einiger Rotgneisproben jedoch beträchtlich. Die in diesen Proben über das Modell von STACEY & KRAMERS (1975) korrigierten Einzelzirkonalter (Tab. 19) enthalten neben dem dominierenden Altersbereich von 480 - 500 Ma oftmals stark verjüngte Alter und einige ältere Komponenten (vgl. Abb. 4-3-9). Zirkone mit einem Alter >530 Ma wurden dem Altbestand zugeordnet und nicht zur Mittelwertbildung verwendet (mit Sternchen in Tab. 19 versehen), auch wenn keine eindeutigen Hinweise für das Vorhandensein eines Kernes zu erkennen waren. TURNIAK et al. (2000) konnten mittels SHRIMP-Analysen zeigen, dass geochemisch ähnliche ordovizische Orthogneise des Orlica-Snieznik Komplexes in den West-Sudeten in ihren Zirkonen Kerne von drei verschiedenen Altersstapen enthalten: 530 - 540 Ma, ca. 565 Ma, und selten ca. 2600 Ma. Für die Reliktgranite wurden die Alter als gewichtete Mittel bei Ausschluss einer Reihe von Messdaten (Ausreißer außerhalb des 2 sigma Bereiches und >530 Ma, mit Sternchen versehen) berechnet.

Viele Proben der Muskowitplattengneise weisen größere Streubreiten der Einzelzirkonalter und deutlich höhere $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse auf (vgl. Abb. 4-3-9 und 4-3-10 A). Außerdem zeigen Einzelmessungen dieser Proben oftmals einen ungewöhnlich kurvenähnlichen Messverlauf, in dem das $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis zeitweise ansteigen kann (vgl. Abb. 4-3-10 B, Beispiel 1). Parallel dazu ergeben sich oft stark variierende Werte in den korrigierten

$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ -Verhältnissen, die zu Differenzen in den einzelnen Alterswerten von bis zu 200 Ma im Verlauf der Messung führen (Abb. 4-3-10 B).

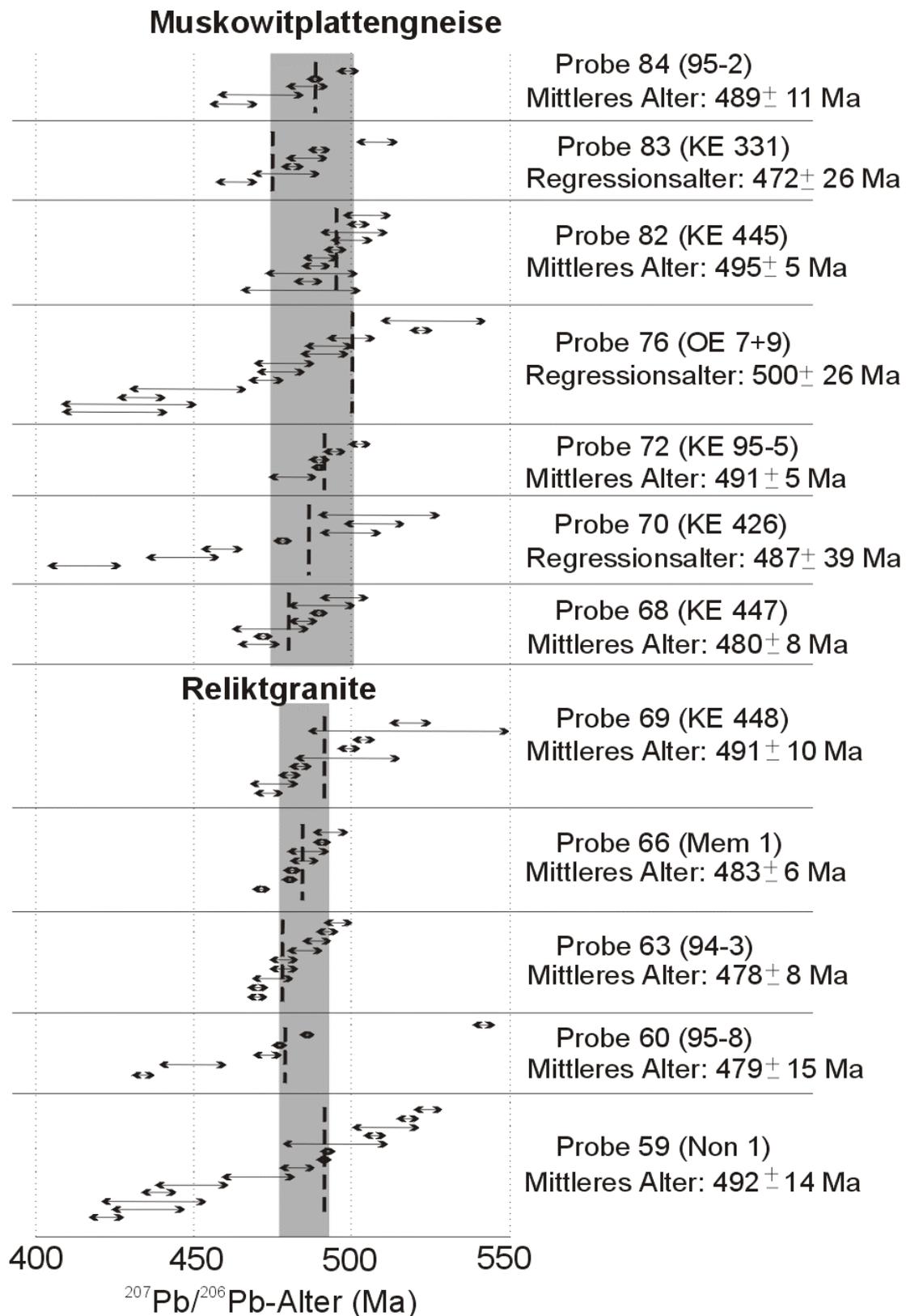


Abb. 4-3-9: Ergebnisse der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsmessungen idiomorpher Zirkone der Rotgneise. Die Einzelmessungen sind nach STACEY & KRAMERS (1975) korrigiert.

Bei einer schrittweisen Überdampfung der Zirkone kann das Ausmaß der Verschiebung in den Alterswerten während des Messvorgangs minimiert werden (vgl. Tab. 19, Probe OE 9). Wenn man die Alter der ersten Überdampfung (aufgrund großer Messfehler, bedingt durch geringe Messintensitäten) aus der Betrachtung ausschließt, so zeigt sich, dass sich dann sehr oft Alter zwischen 480 und 500 Ma ergeben. In einigen Zirkonen (Tab. 19, Zirkone B, C, F der schrittweisen Überdampfung der Probe OE 9) kommt es im letzten Überdampfungsschritt zu einer signifikanten Erhöhung der Alter, was auf das Vorhandensein von Kernen hinweisen könnte.

Die Altersbestimmung der Rotgneise gestaltet sich somit in einigen Fällen extrem schwierig. Teilweise treten verjüngte Alter auf, die in der Regel an Zirkonen mit erhöhten $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnissen bestimmt wurden. Die zum Teil höckerigen Oberflächen und löchrige Struktur einiger Zirkone (vgl. Abb. 4-3-8, Zirkon 2) werden als Folge intensiver (tektonometamorpher) Überprägungsprozesse gedeutet. Wahrscheinlich wurde in diesen Zirkonen das Blei-System durch nachträglichen Eintrag von gewöhnlichem Blei (^{204}Pb) in die Zirkonkristalle gestört. Die Pb-Isotopenuntersuchungen an den Gesamtgesteinsproben der Rotgneise weisen dagegen auf spätere Zumischung von radiogenem Blei im Gesamtgestein hin (vgl. Abschnitt 4.3.4). Demzufolge ist ein Austausch der Blei-Isotope zwischen Zirkonen und dem Gestein zu vermuten, wobei das Blei-Isotopensystem der Zirkone geöffnet wurde und zusätzliches gewöhnliches Blei in die Zirkone gelangte. Andererseits sind in vielen datierten mittelprismatischen Zirkonen Kerne enthalten, die zu einer Erhöhung der gemittelten Alter beitragen könnten.

Deshalb wurde in Proben mit stark streuenden Einzelaltern und hohen $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnissen das resultierende Alter der Probe auf zwei unterschiedlichen Berechnungswegen ermittelt: a) als gewichtetes Mittel ohne Ausreißer und Altbestand ("mittleres Alter") und b) als "Regressionsalter". Beim Regressionsalter wird die Korrektur des gewöhnlichen Bleis nicht über das Modell von STACEY & KRAMERS (1975) vorgenommen, sondern über die Korrelation der gemessenen Isotopenverhältnisse (Abb. 4-3-10 A). Damit soll verhindert werden, dass zu junge Alterswerte bei hohen Gehalten an gewöhnlichem Blei (^{204}Pb) berechnet werden.

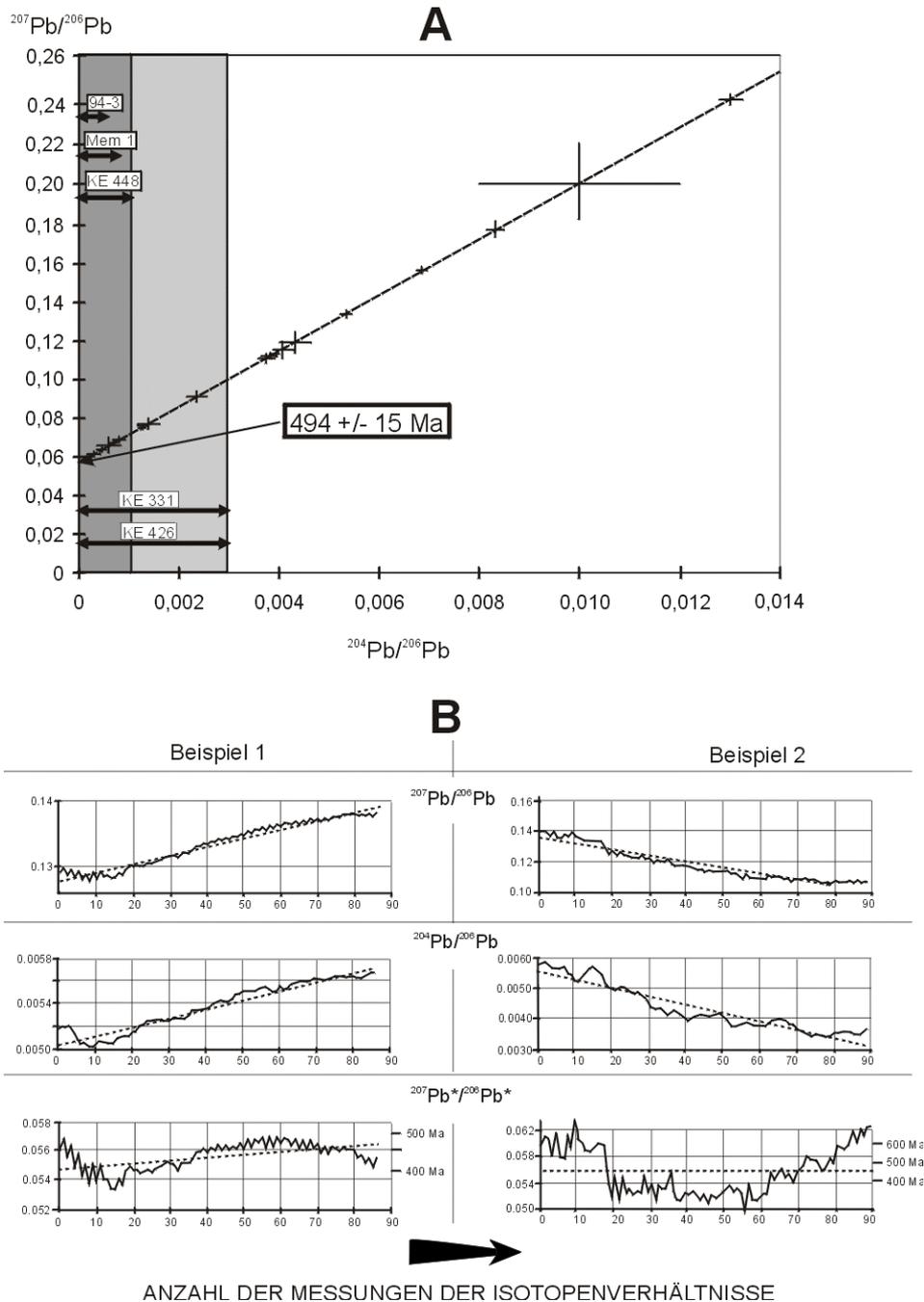


Abb. 4-3-10 A: Die gemessenen unkorrigierten $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse der Zirkon-Evaporationsmessungen der Probe 76 (OE 7+9, einschließlich schrittweiser Überdampfung) sind gegeneinander aufgetragen. Jedes Kreuz entspricht der Messung eines Zirkons bzw. einer Überdampfung mit ihren 2σ -Fehlern. Da die Ergebnisse der Einzelmessungen auf einer Gerade liegen, kann mittels Regression der Schnittpunkt mit der y-Achse ($^{204}\text{Pb} = 0$) ermittelt werden, der dem Regressionsalter der Probe entspricht (494 +/- 15 Ma für die Probe OE 7+9). Zum Vergleich sind die Bereiche der maximalen $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse anderer Proben angegeben. Bei kleinen $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnissen (vgl. Proben 94-3, Mem 1, KE 448) kann aufgrund geringer Unterschiede der nach STACEY & KRAMERS (1975) korrigierten Einzelzirkonalter der Alterswert der Proben über das gewichtete Mittel berechnet werden. Abb. 4-3-10 B: Dargestellt ist die Veränderung der gemessenen ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) und der nach STACEY & KRAMERS (1975) korrigierten ($^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$) Pb-Isotopenverhältnisse eines Zirkons im Verlauf der Messung (fette Linie) und der berechnete lineare Trend (gestrichelte Linie) an zwei Beispielen.

Die Korrektur des gewöhnlichen Bleis und die Berechnung des $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter der Probe erfolgt in diesem Fall über die Bestimmung des Schnittpunktes der Geraden bei $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0$.

In der Regel stimmt das Regressionsalter einer Probe mit dessen mittlerem $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter im Rahmen ihrer Fehlerbereiche überein (Tab. 19). Die maximale Differenz zwischen beiden Alterswerten wird in der Probe OE 9 mit 25 Ma erreicht. Das bevorzugte Alter der jeweiligen Probe (mittleres Alter bzw. Regressionsalter) ist in Tabelle 19 fettgedruckt und in Abb. 4-3-9 angegeben. Nur bei den drei Proben mit den höchsten $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnissen (OE 7+9, KE 331, KE 426) wurde trotz größerer Fehler das Regressionsalter als repräsentativ angesehen, da die gewichteten Mittel evt. durch späteren Eintrag von gewöhnlichem Blei zu jüngeren Altern verschoben sein können.

Trotz der Schwierigkeiten bei der Altersbestimmung der Zirkone lassen somit alle datierten Rotgneise auf ein einheitliches Bildungsalter ihrer Edukte von 500 - 470 Ma schließen. Es bestehen keine signifikanten Altersunterschiede zwischen den Edukten der Reliktgranite und der Muskowitplattengneise bzw. zwischen den magmatischen Edukten mit unterschiedlichem Grad der Fraktionierung ihrer Ausgangsschmelzen (geochemische Gruppen A bis C). Die Aussagen von KRÖNER et al. (1995) und KRÖNER & WILLNER (1998), wonach die Rotgneise insgesamt, als auch regionale Teilbereiche dieser aus altersunterschiedlichen Edukten bestehen, kann nicht bestätigt werden.

4.3.7 GENESE DER ROTGNEISE

Die Rotgneise stellen eine geochemisch differenzierte Gruppe von S-Typ Magmatiten dar (z.B. $A/\text{CNK} > 1.1$, hohes normatives Corundum > 1.2 , negative ϵ_{Nd} -Werte). Die Ausgangsgesteine der grobkörnigen Reliktgranite können als intrusive Glieder (Meta-Granite/Granodiorite), die der mittel- bis feinkörnigen Muskowitplattengneise im wesentlichen als effusive Glieder (Meta-Rhyolite) einer Magmenfamilie interpretiert werden. Diese beiden Gruppen unterscheiden sich in ihrer Zirkonmorphologie. Die Zirkone der Reliktgranite besitzen ausgeprägte spitze Pyramiden. Dagegen haben Zirkone der Muskowitplattengneise vorrangig stumpfe Pyramiden, die wahrscheinlich während der schnellen Abkühlung der Meta-Effusivgesteine gebildet wurden. Anhand der Zirkon-Datierung lässt sich für alle untersuchten Rotgneise ein gemeinsames ordovizisches Bildungsalter (500 - 470 Ma) ihrer magmatischen Eduktgesteine belegen. Die Datierungen von KRÖNER et al. (1995) und KRÖNER & WILLNER (1998), nach denen die Bildung der

Eduktgesteine der Rotgneise unterschiedlichen Altersstadien angehören, kann nicht bestätigt werden.

Reliktgranitische Rotgneise und Muskowitplattengneise weisen ähnlich große Variationen in ihren geochemischen Parametern auf. Einige Elementkonzentrationen lassen sich durch Kristallisationsfraktionierung während der Bildung ihrer magmatischen Edukte erklären. Die Fraktionierung von Plagioklas, Biotit und Zirkon führte zur Abreicherung der Gesteine an kompatiblen Elementen (Co, Ni, Sc, V, Cr) und einiger *high field strength* Elemente (LSEE, Zr, Ti), sowie zur Anreicherung von SiO₂. Fraktionierte Rotgneise sind wahrscheinlich bei geringeren Schmelztemperaturen entstanden. Die am wenigsten fraktionierten Rotgneise zeigen in einigen geochemischen Parametern Ähnlichkeiten mit den Graugneisen, die demnach als potentielle Ausgangsgesteine für die Rotgneisschmelzen betrachtet werden können. Diese Annahme wird durch ähnliche Nd-Modellalter und ϵ_{Nd} -Werte der Rot- und Graugneise gestützt. Keine gesicherten Daten gibt es bisher über Zeitmarken des Zirkonaltbestandes der Rotgneise.

Durch erste Pb/Pb-Isotopenuntersuchungen am Gesamtgestein mehrerer Rotgneise (vgl. Abschnitt 4-3-4) konnte eine deutliche Störung des U/Pb-Systems dieser Proben nachgewiesen werden. Möglicherweise ist dies der Grund für die erheblichen Schwierigkeiten bei der Zirkondatierung und somit auch für die Differenzen zwischen den hier dargestellten Datierungsergebnissen und denen von KRÖNER et al. (1995) und KRÖNER & WILLNER (1998).

4.4 Konsequenzen zur genetischen Gliederung der Gneiseinheiten des Erzgebirges

4.4.1 Genetische Klassifizierung der Edukte der Erzgebirgsgneise

Die durchgeführten Untersuchungen der Gneise belegen drei genetisch unterschiedliche Gesteinsgruppen, deren Entstehung verschiedenen Zeitetappen zuzuordnen ist (vgl. Abb. 4-4-1):

- Die feinkörnigen reliktschen Paragneise der *Oberen Graugneise* stellen neoproterozoische Meta-Grauwacken des cadomischen Basements dar.
- Die *Unteren Graugneise* sind aus spätcadomischen Granodioriten entstanden, die vor ca. 540 Ma in die neoproterozoischen Grauwacken intrudierten.
- Die Edukte der *Rotgneise* sind während des Ordoviziums gebildete effusive und intrusive Gesteine.

Durch Zirkondatierungen ist es möglich, den Zeitraum der Ablagerungen der Meta-Grauwacken näher einzugrenzen. Die jüngsten detritischen Zirkone der magmatischen Abtragungsquellen (ca. 575 Ma) in den Meta-Grauwacken bilden die obere Zeitgrenze, die Intrusion der spätcadomischen Granodiorite (ca. 540 Ma) die untere Zeitgrenze für die Bildung der neoproterozoischen Meta-Grauwacken. Eine wichtige Abtragungsquelle stellen saure neoproterozoische (ca. 575 Ma) Magmatite dar. Weitere Zeitmarken der Altbestandszirkone (ca. 600 Ma, ca. 2100 Ma und ca. 2800 Ma) belegen die Aufarbeitung einer Kruste mit neoproterozoischen, paläoproterozoischen und archaischen Bestandteilen.

Die spätcadomischen (ca. 540 Ma) Meta-Granodiorite stellen S-Typ Granite dar, die durch Aufschmelzen von altem, vorwiegend sedimentärem Krustenmaterial entstanden sind. Geologische Verbandsverhältnisse, geochemische und isotopengeochemische Parameter sowie übereinstimmende Zeitmarken der Altbestandszirkone favorisieren die Meta-Grauwacken (reliktsche Paragneise der Oberen Graugneise) als wichtigstes Ausgangsmaterial der spätcadomischen magmatischen Schmelzen. Die Intrusion dieser Meta-Granodiorite erfolgte ohne chemische Differenzierung vom Edukt, da die Schmelze zusammen mit den nicht aufgeschmolzenen Bestandteilen mobilisiert wurde (diatektische Migmatite) und in höhere Krustenbereiche intrudierte. Zirkonuntersuchungen belegen, dass die Meta-Grauwacken (Oberen Graugneise) die Rahmengesteine für die Intrusion der Meta-Granodiorite bildeten.

	Lithostratigraphische Zuordnung	Bezeichnung	Struktur	Geochemie	Zirkone	Zirkonalter	Edukte	
ROTGNEISE		Muskowit-plattengneis				500 - 470 Ma	Ordovizische Rhyolite	
		Reliktgranit				500 - 470 Ma	Ordovizische Granite	
GRAUGNEISE	UNTERE GRAUGNEISE	Freiberger Gneise Brander Gneise	grobflaseriger Biotitgneis			540 Ma	Spät-cadomische Granodiorite	
			mittelflasriger Biotitgneis mit feinkörnigen Xenolithen					
	OBERE GRAUGNEISE	Annaberger Gneise Wegefarter Gneise Rusova-Gneise Medenec-Gneise Niederschlag Gneise	graue Augengneise			A) B)	A) 540 Ma B) 560-580 Ma	Spätcadomische metatektische Migmatite (Mischgesteine)
			Feldspat-blastische Gneise			A) B)	A) 520 Ma B) >540 Ma	Spätcadomische metatektische Migmatite (Mischgesteine)
			Reliktische Paragneise, feinkörnig				575 Ma	Frühcadomische Grauwacken

Abb. 4-4-1: Genetische Klassifizierung der Gneise des Erzgebirges unter Einbeziehung ihrer Struktur, der geochemischen Zusammensetzung, der Zirkonmorphologie und ihrer Altersstellung.

Während des frühen Ordoviziums kam es zur erneuten Schmelzbildung. Kristallisationsfraktionierungsprozesse in der Schmelze führten zur Abreicherung einiger Elemente und zu veränderten Elementverteilungsmustern (vgl. Abb. 4-4-1) im Vergleich zu den neoproterozoischen Meta-Grauwacken (reliktische Paragneise der Oberen Graugneise) und spätcadomischen Meta-Granodioriten (Untere Graugneise) und zur Ausbildung leukokrater stark fraktionierter Meta-Granite und Meta-Rhyolithe (Rotgneise). Geochemische und isotopengeochemische Merkmale charakterisieren die ordovizischen Schmelzen als S-Typ Granite, die aufgrund geochemischer Ähnlichkeiten der am wenigsten fraktionierten Glieder von den Edukten der Graugneise als deren potentielle Ausgangsgesteine abgeleitet werden können. Die Zirkone der intrusiven (Meta-Granite) und effusiven (Meta-Rhyolithe) Glieder dieser Magmenfamilie unterscheiden sich in ihrem Habitus, jedoch nicht in ihrer Entstehungszeit. Demzufolge ist von einem gemeinsamen ordovizischen Bildungsalter (500 - 470 Ma) der magmatischen Eduktgesteine der Rotgneise auszugehen.

4.4.2 Genetische Zuordnung der Mischgneise

Feinkörnige reliktische Paragneise (Obere Graugneise) und grobflasrige Biotitgneise (Untere Graugneise) verfügen über deutliche strukturelle Unterschiede und sind daher im Gelände leicht zu unterscheiden. Daneben treten im Erzgebirge jedoch sehr häufig mittelkörnige Gneise auf, die aufgrund ihrer Zirkonpopulation (vgl. Abschnitt 4.2.5) als Mischgesteine betrachtet werden. Dazu gehören die grauen Augengneise und die Feldspat-blastischen Gneise des Westerzgebirges. Auch der Muldaer Granitgneis (oft als "Hybridgneis" bezeichnet bzw. den "Gneisen unsicherer Stellung" zugeordnet) kann zu dieser Mischgneisgruppe gezählt werden.

In der Zirkonpopulation der Mischgesteine dominieren mittelprismatische Zirkone, die sich nach ihrer Tracht und den Datierungsergebnissen von Zirkonen der Meta-Grauwacken (reliktische Paragneise der Oberen Graugneise) ableiten lassen, die somit als deren Ausgangsgesteine angesehen werden. Außerdem enthalten diese Gneise einen geringen Anteil von neu gebildeten langprismatischen Zirkonen, die wahrscheinlich durch beginnende Schmelzprozesse während (ca. 540 Ma) bzw. nach (ca. 520 Ma?) der Intrusion der spätcadomischen Meta-Granodiorite (Untere Graugneise) entstanden sind. Der geringe Grad der Aufschmelzung verhinderte die Abtrennung der Schmelze und führte zur Bildung von meta- bis diatektischen zumeist mittelkörnigen Gesteinen, die wahrscheinlich zum Teil granitisch-körnige Strukturen besaßen (z.B. Muldaer Granitgneis). Spätere tektono-metamorphe Prozesse führten zur Umwandlung der Gesteine in Gneise mit blastischen

(Feldspat-blastische Gneise) bzw. blastomylonitischen Gefügen (Augengneise), die den Unteren Graugneisen in ihrer Ausbildung ähneln können. Somit ist eine eindeutige Abgrenzung der Oberen und Unteren Graugneise im Gelände nicht immer möglich. In solchen Fällen sollten Zirkonuntersuchungen zur Klärung der genetischen Zuordnung der Gneise herangezogen werden.

Auch in der Gruppe der Rotgneise kann es zu Problemen der Zuordnung kommen. Das betrifft insbesondere die Rotgneise mit sehr geringer (bzw. fehlender) Kristallisationsfraktionierung, die sich aufgrund hoher Biotitgehalte nur geringfügig von den mittel- und grobkörnigen Graugneisen unterscheiden. Als Beispiel sei hier der Schwarzenberger Augengneis genannt. Erst die Untersuchung der Zirkone und deren Datierung erlaubt eine Zuordnung des Schwarzenberger Augengneises zur Gruppe der ordovizisch gebildeten Rotgneise. Demzufolge ist in einigen Fällen nur durch eine komplexe Untersuchung mittels unterschiedlicher Methoden eine eindeutige Zuordnung der Gneise zu den oben genannten genetischen Gesteinsgruppen möglich.

4.4.3 Konsequenzen für das tektonostratigraphische Deckenmodell

Einige der hier vorgestellten Erkenntnisse zur altersmäßigen Einstufung der Edukte der Gneisgruppen befinden sich nicht im Einklang mit dem tektonostratigraphischen Deckenmodell des Erzgebirges (vgl. Abb. 2-2), das sich im wesentlichen auf Altersdatierungen von KRÖNER et al. (1995) bezieht.

- Nach den hier vorgestellten Ergebnissen sind die Edukte aller Rotgneise des Erzgebirges einer gemeinsamen ordovizischen magmatischen Altersetappe zuzuordnen. Das gilt auch für die Rotgneise der Reitzenhainer-Katharinberger Kuppel, die Bestandteil der MP-MT-Einheit sind (vgl. Abb. 2-2). Demzufolge sind in der MP-MT-Einheit genetisch unterschiedliche Gesteinsgruppen vertreten.
- Aufgrund der Datierungen von KRÖNER et al. (1995) wurde die MP-MT-Einheit mit dem cadomischen Basement gleichgesetzt. Die hier vorgestellten Untersuchungen zeigen, dass die wesentlichen Bestandteile des cadomischen Basements (Obere und Untere Graugneise) sowohl in der MP-MT- als auch in der HP-HT-Einheit vertreten sind. Andererseits wies bereits MINGRAM (1998) darauf hin, dass ordovizische Meta-Rhyolithe sowohl in der HP-HT- als auch der HP-LT-Einheit zu finden sind und schloss auf die Wiederholung äquivalenter Lithologien in unterschiedlich metamorph geprägten Einheiten.

- Es sollte daher vermieden werden, den PT-Einheiten eine genetische Bedeutung der Edukte der Metamorphite beizumessen, da die PT-Einheiten genetisch heterogen zusammengesetzte Deckenbauteile darstellen.

Abbildung 4-4-2 stellt eine Modellvorstellung eines schematischen West-Ost-Profiles durch das Erzgebirge dar, in dem die tektono-metamorphe PT-Überprägung der geologischen Einheiten angegeben ist. Daraus wird deutlich, dass im Gegensatz zu den Paragneisen mit HP-Relikten die Orthogneise der großen Kuppelstrukturen (Freiberger Kuppel, Reitzenhainer-Katharinberger Kuppel), die unterschiedlichen magmatischen Etappen zuzuordnen sind, nur eine MP-Überprägung aufweisen. Neben der Vorstellung, dass die Orthogneiskörper niemals eine HP-Überprägung erfahren haben und es sich somit in Bezug auf die darüber liegenden Paragneise um einen wirklichen Metamorphosesprung und damit auch Deckengrenze handelt, wäre es andererseits denkbar, dass sich die Kuppelstrukturen als rigide Körper der HP-Überprägung widersetzen konnten bzw. aufgrund fehlender kritischer Mineralparagenesen die HP-Überprägung in den Orthogneisen nicht mehr nachweisbar ist. Zukünftige Untersuchungen sollten daher der Frage, ob die Orthogneiskuppeln jemals eine HP-Überprägung durchlaufen haben, eine besondere Bedeutung zukommen lassen.

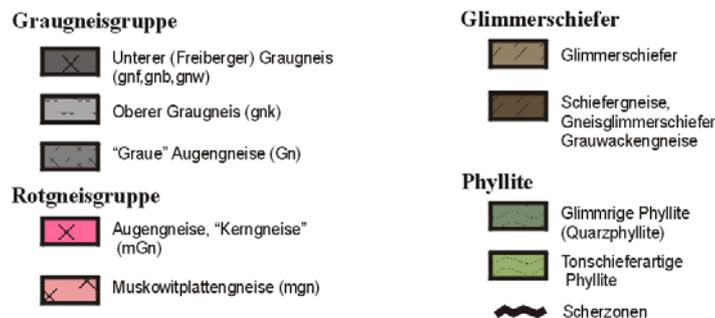
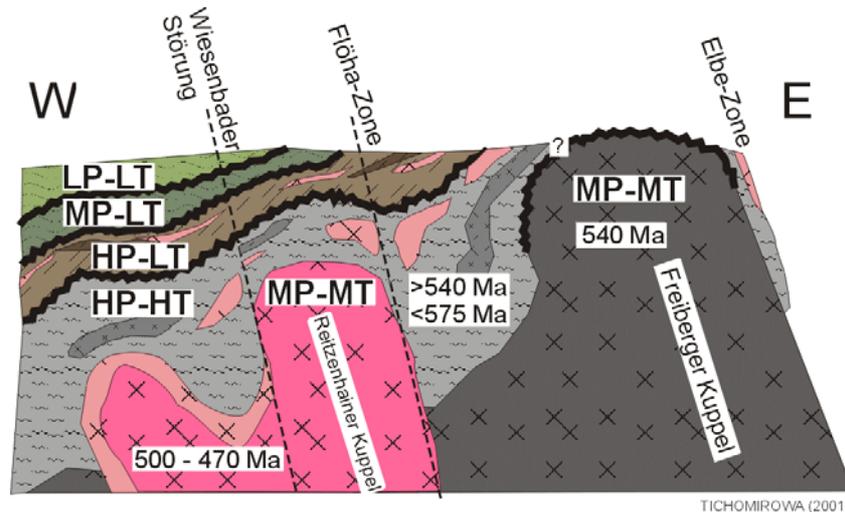


Abb. 4-4-2: Modellvorstellung eines schematischen West-Ost-Profil durch das Kristallin des Erzgebirges. Angegeben sind die maximalen PT-Überprägungen aus dem tektonostratigraphischen Konzept von RÖTZLER (1995), SEBASTIAN (1995) und MINGRAM & RÖTZLER (1999), vgl. Abb. 2-2.

5 BASEMENT UND FRÜHPALÄOZOISCHE ENTWICKLUNG VON SAXOTHURINGIA UND CADOMIA

5.1 Cadomia und das Saxothuringische Terrane

Das mitteleuropäische Variszikum wurde bereits durch KOSSMAT (1927) in die Rhenoharzynische, Saxothuringische und Moldanubische Zone untergliedert. Diese Zonen unterscheiden sich durch ihre unterschiedliche tektonostratigraphische Geschichte. Alle diese Zonen bildeten zur Zeit des Neoproterozoikums den Avalonisch-Cadomischen Orogengürtel im Randbereich Gondwanas (z.B. NANCE & MURPHY, 1996; vgl. Abb. 5-1-1). Die Gemeinsamkeit der Avalonisch-Cadomischen Krustensplitter besteht in der frühpaläozoischen Überlagerung flach-mariner *overstep* Sequenzen mit "Acado-Baltic" Fauna auf Ablagerungen eines neoproterozoischen aktiven Kontinentalrandes. Zu diesem Orogengürtel gehören: 1) "West Avalonia" (heute nordwestliche Appalachen), 2) "East Avalonia" (Basement des Rhenoharzynikums), 3) "Cadomia" (Armorikanisches Massiv, Böhmisches Massiv einschließlich Saxothuringikum). NANCE & MURPHY (1996) rechnen außerdem "Carolina", "Florida" und "Spanien" (Iberisches Massiv) zum Avalonisch-Cadomischen Orogengürtel (vgl. Abb. 5-1-1). Avalonia und Cadomia unterscheiden sich im wesentlichen aufgrund ihrer Basement-Charakteristika und Quellen, wobei das Basement von Avalonia wahrscheinlich vom Amazonischen und das cadomische Basement vom West-Afrikanischen Kraton abzuleiten ist (z.B. NANCE & MURPHY, 1994).

Neben dem Armorikanischen Massiv, in dem sich die namensgebende Lokalität von Cadomia befindet (Caen, römisch: Cadomus = Schlachtfeld), wird auch das Böhmisches Massiv zu Cadomia gezählt (NANCE & MURPHY, 1996). Andere Autoren betrachten jedoch das Böhmisches Massiv oder auch Teile des Böhmisches Massivs als eigene Mikroplatten. LINNEMANN et al. (2000) sehen "Saxothuringia" als eigene Mikroplatte, HEGNER & KRÖNER (2000) dagegen "NE-Bohemia". HAVLICEK & FATKA (1992) halten "Perunica" als selbständige Mikroplatte des Moldanubikums aus. Auch das Iberische Massiv Spaniens wird teilweise zu Cadomia gerechnet (z.B. NÄGLER et al., 1995).

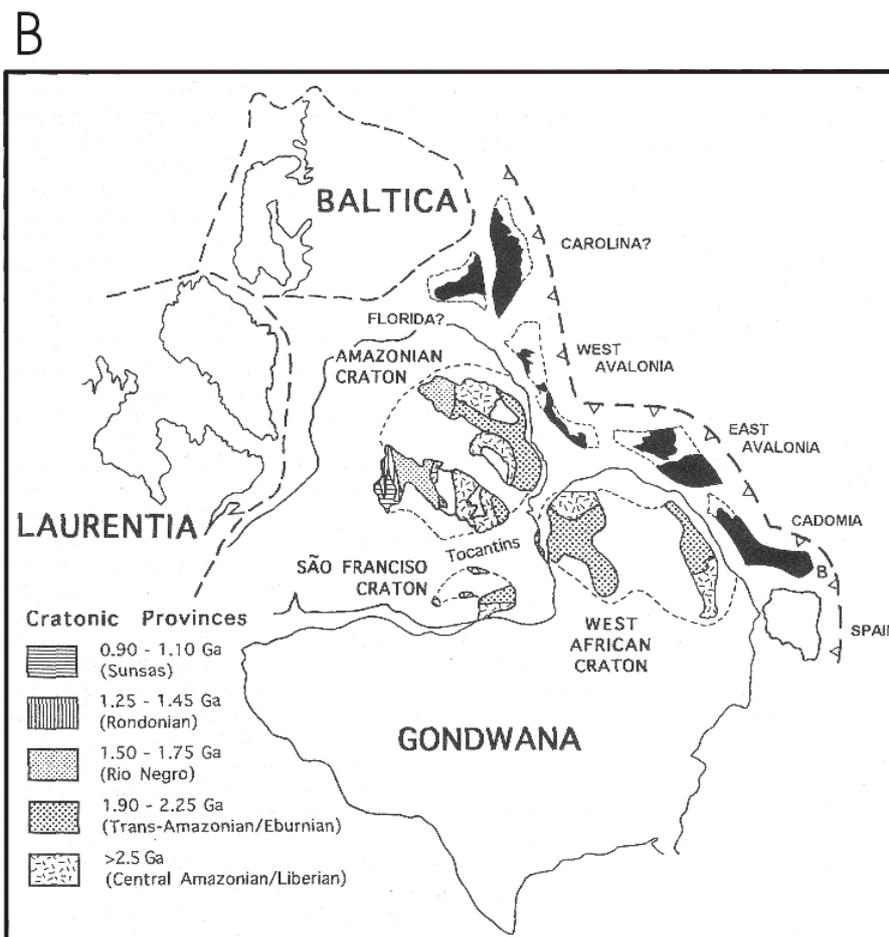
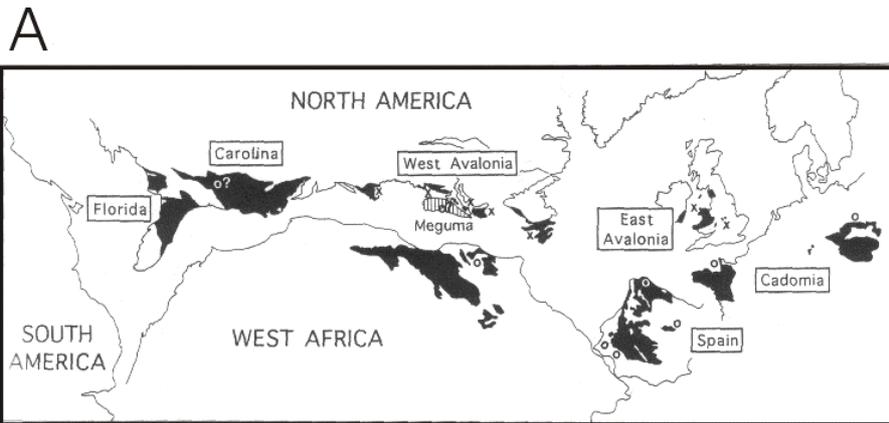
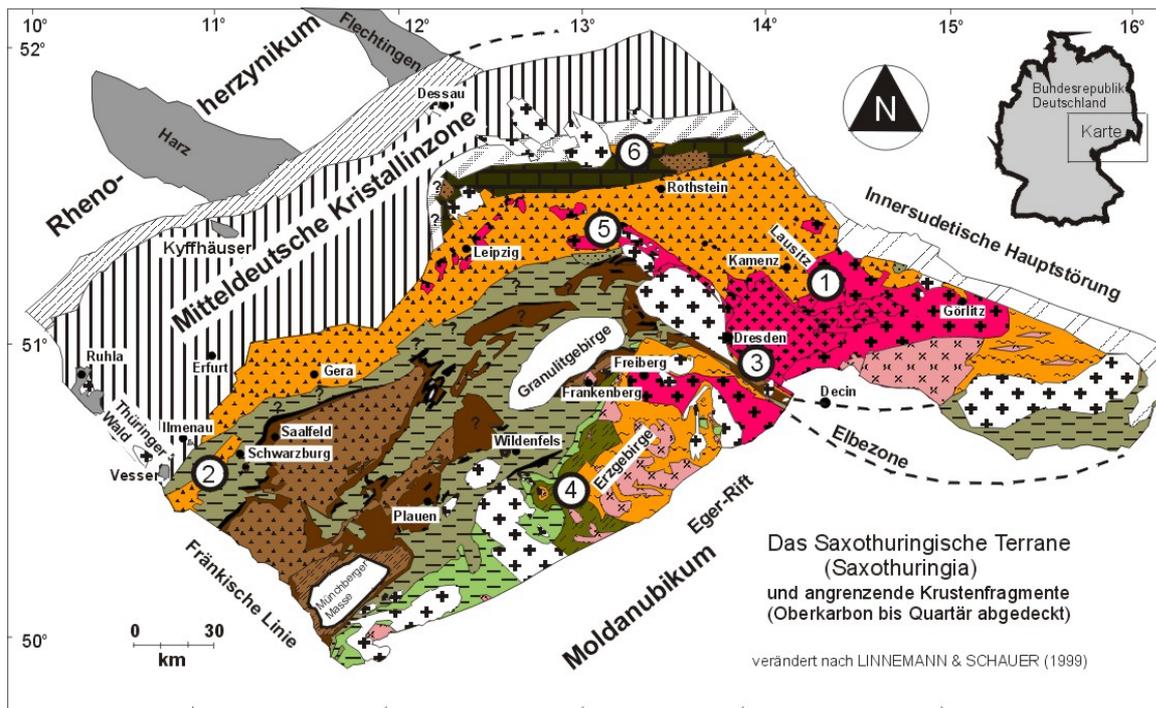


Abb. 5-1-1: A - Gebiete mit frühpaläozoischer Überlagerung flach-mariner *overstep* Sequenzen mit "Acado-Baltic" Fauna auf Ablagerungen eines neoproterozoischen aktiven Kontinentalrandes innerhalb ihrer heutigen Kontinente, jedoch spekulativ am Nordrand des Afrikanischen Kontinents verteilt; nach NANCE & MURPHY (1996). B – Vermutete Position dieser Gebiete während des Neoproterozoikums als Teil des Avalonisch-Cadomischen Orogengürtels am Nordrand Gondwanas. Mit B ist das Böhmisches Massiv gekennzeichnet; nach NANCE & MURPHY (1996).

In LINNEMANN & SCHAUER (1999) ist das Saxothuringische Terrane ("Saxothuringia") mit seinen Grenzen neu definiert (Abb. 5-1-2).



Paläozoische Sedimentgesteine

-  Unter- und Mittelkambrium: Karbonate, Sandsteine, Pelite
-  Ordovizium (Tremadoc): Quarzite und Pelite der Skolithos Fazies
-  Ordovizium: Quarzite, Pelite und sedimentäre Eisenerze (Sudeten: Ordovizium bis Devon)
-  Ordovizium, metamorphe Äquivalente: Phyllite, Granat-Phyllite
-  Ordovizium?: Glimmerschiefer
-  Silur: Unterer Graptolithenschiefer und Ockerkalk
-  Devon: Karbonate, Sandsteine, Pelite und Diabase
-  Karbon: Grauwacken und Tonschiefer (variszischer Flysch)
-  Karbon: Konglomerate, Sandsteine, Pelite, Kohlen (variszische Frühmolasse)
-  Kambrische bis devonische Olistolithe in Grauwacken- und Tonschiefermatrix (bayrische Fazies)
-  Kambroordovizium, Silur, Devon, Unterkarbon der Sudeten und variszischer Wildflysch
-  Tektonische Decken (Münchberger Masse, Zwischengebirge von Wildenfels und Frankenberg)
-  Geologische Strukturen

Cadomisches Basement (Neoproterozoikum)

-  Grauwacken, Pelite, Kieselgesteine und Vulkanite
-  Metamorphe Äquivalente (paragene Graugneise)

Saure Magmatite

-  Spätcadomische Granite und Granodiorite
-  Spätcadomische Anatexite
-  Ordovizische Granite, Granodiorite und Rhyolite
-  Variszische Granite und Rhyolite

Mitteldeutsche Kristallinzone und benachbarte Krustenfragmente

-  Mitteldeutsche Kristallinzone
-  Oberflächenausstriche der Mitteldeutschen Kristallinzone und der Rhenoharzherzynischen Zone
-  Nördliche Phyllitzone
-  Südliche Phyllitzone

Abb. 5-1-2: Das Saxothuringische Terrane nach LINNEMANN & SCHAUER (1999). Zur Vereinfachung wurde die Karte derart modifiziert, dass Magmatite gleicher Genese und Altersstellung (z.B. spätcadomische Magmatite) mit einer einheitlichen Signatur gekennzeichnet sind. Geologische Strukturen: 1 – Lausitzer Antiklinalzone, 2 – Schwarzburger Sattel, 3 – Elbe-Zone, 4 – Erzgebirgs-Fichtelgebirgs-Antiklinorium, 5 – Nordsachsen-Antiklinorium, 6 – Delitzsch-Torgau-Doberlug-Synklinorium.

Danach wird Saxothuringia im NW von der Mitteldeutschen Kristallinzone begrenzt. Die SE-Begrenzung zu Perunica (Moldanubikum) ist durch mächtige tertiäre Ablagerungen im Eger-Rift maskiert. Die NE-Begrenzung wird nach LINNEMANN & SCHAUER (1999) durch die Innersudetische Hauptstörung gebildet, die SW-Begrenzung stellt die Fränkische Linie dar. FRANKE (1989) sieht jedoch eine SW-Fortsetzung des Saxothuringischen Terranes bis in den Nordteil des Schwarzwaldes und der Vogesen. Nach FRANKE & ZELAZNIEWICZ (2000) setzt sich das Saxothuringikum im Osten über die Innersudetische Hauptstörung hinaus bis in den Vor-Sudeten-Block fort.

Nach dieser Abgrenzung des Saxothuringischen Terranes stellen die Lausitzer Antiklinalzone, der Schwarzbürger Sattel, die Elbe-Zone, das Erzgebirgs-Fichtelgebirgs-Antiklinorium, das Nordsachsen-Antiklinorium und das Delitzsch-Torgau-Doberlug-Synklinorium wichtige geologische Strukturen dar, in denen proterozoisch-frühpaläozoische Gesteinskomplexe aufgeschlossen sind (vgl. Abb. 5-1-2). Im Rahmen gemeinsamer Forschungsprojekte mit Dr. U. Linnemann wurden für die drei erstgenannten Einheiten in den letzten 5 Jahren umfangreiche Untersuchungen zur Altersstellung und Genese von Magmatiten durchgeführt. Ein Teil dieser Ergebnisse ist bereits veröffentlicht (GEHMLICH et al., 1996, 1997a, 1997b, 1997c, 1997d, 1998, 2000, LINNEMANN et al. 2000). Weitere eigene Ergebnisse (insbesondere aus der Lausitzer Antiklinalzone) sollen im Rahmen der Erörterung der präkambrisch-ordovizischen Entwicklung des Saxothuringikums hier vorgestellt werden.

5.2 Neue Ergebnisse von Grauwacken und Magmatiten des Saxothuringischen Terranes

5.2.1 Das cadomische Basement

5.2.1.1 GRAUWACKEN

5.2.1.1.1 Lausitzer Antiklinalzone

Die Grauwacken-Pelit Folgen der Lausitz stellen sedimentäre Ablagerungen dar, die unter wechselnden Bedingungen teils im Flachschild als Flyschsedimente und z.T. unter Tiefseebedingungen als Turbidite gebildet wurden (SCHÖBEL, 1985). Angaben zum Geröllbestand der Grauwacken lassen auf eine Erosion von nur schwach regionalmetamorph überprägten, voroberproterozoischen Gesteinen mit dominierenden Anteilen von sauren Granitoiden, intermediären bis sauren Effusivgesteinen und geringen Anteilen von Kiesel- und Tonschiefern und Quarziten schließen (LANDGRAF, 1961; HIRSCHMANN, 1966; KEMNITZ, 1994). Umfangreiche geochemische und zirkonmorphologische Untersuchungen wurden von EIDAM et al. (1990) und HAMMER (1996) vorgestellt. Danach lassen sich die traditionell auf der Basis lithostratigraphischer und struktureller Merkmale innerhalb der Lausitz unterschiedenen "Görlitzer"-, "Kamenzer"- und "Wüsteberg"- Folgen geochemisch nicht von einander abtrennen. Die Grauwacken besitzen große Variationen ihrer geochemischen Zusammensetzung und zeigen gute Übereinstimmung mit Grauwacken von aktiven Kontinentalrändern und deutliche Unterschiede zu Sedimentgesteinen, die überwiegend aus ozeanischen Bereichen gespeist wurden (HAMMER, 1996). EIDAM et al. (1990) und HAMMER (1996) wiesen erstmals darauf hin, dass sich die Zirkone der Grauwacken in ihrer Morphologie deutlich von den Zirkonen der Lausitzer Granodiorite unterscheiden. In der Zirkonpopulation der Grauwacken dominieren idiomorphe und subidiomorphe Zirkonkristalle mit vorherrschendem [100]-Prisma (bei fehlendem oder schwach ausgebildetem [110]-Prisma) und vorherrschender [101]-Pyramide. HAMMER (1996) interpretiert die große Subtypen-Vielfalt der äußerst heterogen zusammengesetzten Zirkonpopulationen als Produkt sehr verschiedenartiger Liefergesteine.

Die Alterseinstufung der Lausitzer Grauwacken wurde auf der Basis des Nachweises von fadenförmigen Algen und kugeligen Acritarchen (BURMANN, 1966, 1972; WEBER et al., 1991) vorgenommen. Danach sind die Grauwacken im Oberbrioverien (Neoproterozoikum) gebildet worden. Vorliegende geochronologische Untersuchungen erbrachten widersprüchliche Aussagen zur Bildungszeit der Grauwacken. KRÖNER et al. (1994) fanden detritische Zirkone mit Altern von 1395 ± 13 Ma und 2574 ± 7 Ma in den Grauwacken der Lausitz. GEHMLICH et al. (1997d) datierten Zirkone aus einem Tuff am Wüsteberg bei

Kamenz, der eine kleine Zwischenlage in den Lausitzer Grauwacken bildet. Das mittlere $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter wurde mit 565 ± 3 Ma angegeben. U/Pb-SHRIMP-Analysen der gleichen Probe ergaben ein mittleres Alter von 574 ± 8 Ma (LINNEMANN et al., 2000).

Wir untersuchten zwei Grauwackenproben aus der Lausitzer Antiklinalzone (Geochemie, Zirkonmorphologie, Zirkondatierung, Proben 98 und 99 in Abb. 5-2-1). Die geochemischen Analysen dieser beiden Proben (Tab. 6, 10, Abb. 5-2-2) bestätigen die von EIDAM et al. (1990), KEMNITZ & BUDZINSKI (1994) und HAMMER (1996) getroffenen Aussagen über große Schwankungsbreiten der Elementkonzentrationen bei generell ähnlichem Elementverteilungsmuster der Lausitzer Grauwacken.

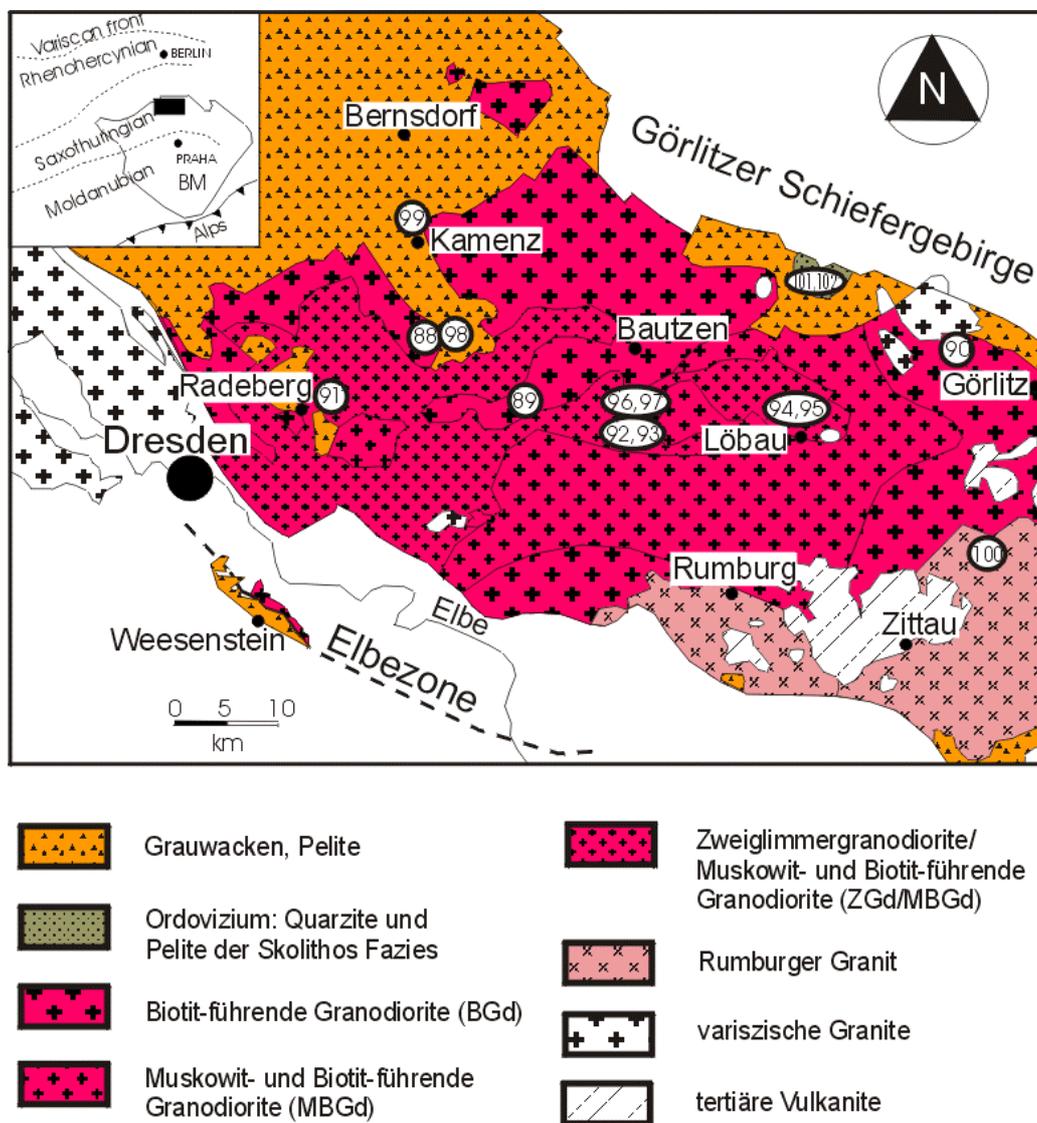


Abb. 5-2-1: Geologische Karte der Lausitzer Antiklinalzone nach EIDAM et al. (1990) mit Probenahmepunkten

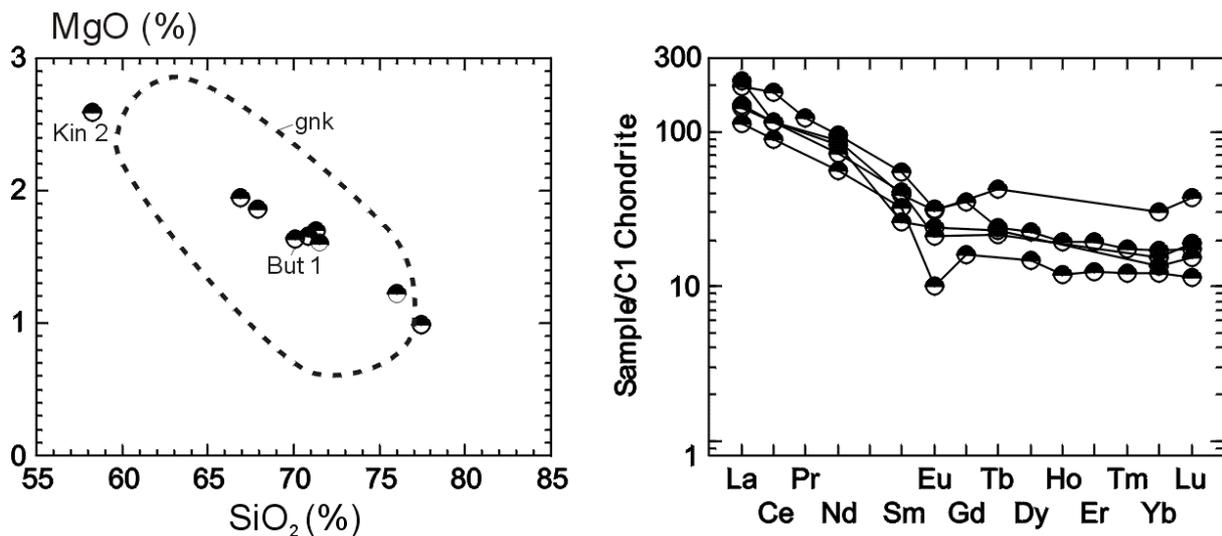


Abb. 5-2-2: Ausgewähltes SiO_2 -bezogenes Harker-Diagramm für die Grauwacken der Lausitz und deren SEE-Verteilungsmuster, normiert nach EVENSEN et al. (1978). Im Rahmen dieser Arbeit wurden 2 Proben untersucht (Probe 98: Kin 2; Probe 99: But 1), weitere Proben sind aus HAMMER (1996) entnommen. Zum Vergleich ist das Verbreitungsfeld der Oberen Graugneise (gnk, vgl. Abb. 4-2-3) angegeben.

Die Zirkone in den Grauwacken (Abb. 5-2-3) sind durch dominante Ausbildung von [100]-Prismen und [101]-Pyramide charakterisiert (besonders ausgeprägt in der Probe 99 – But 1). Grauwackentypische Zirkone ähneln damit den Zirkonen aus den Oberen Graugneisen des Erzgebirges, während Zirkone aus den Lausitzer Granodioriten einen deutlich abweichenden Habitus aufweisen (vgl. EIDAM et al., 1990 und HAMMER, 1996). In der Probe 98 (Kin 2), einer Grauwacke, die in ca. 100 Meter in Entfernung zum Kontakt des Biotit-führenden Granodiorites (Probe 88: Kin 1) genommen wurde, sind neben typischen, mittelprismatischen Grauwacken-Zirkonen einige wenige, langprismatische Zirkone ("Nadel-Zirkone") gefunden worden, die jedoch stärker kantengerundet sind (vgl. Abb. 5-2-3: Zirkon 1). Analog zu den Zirkonpopulationen der Zweiglimmergranodiorite tritt in einigen mittelprismatischen Zirkonen der Grauwacken neben der [101]- auch die spitze [211]-Pyramide auf.

Typische Grauwacken-Zirkone sind intern sehr eng zoniert und enthalten zahlreiche Apatit-Einschlüsse (Abb. 5-2-3), oftmals aber auch Anorthit-reiche Plagioklas- und Kalifeldspat-Einschlüsse. Biotit- und Quarz- Einschlüsse sind dagegen sehr selten anzutreffen. Die länglichen Abdrücke an den Oberflächen einiger Zirkone (durch Pfeile an den Zirkonen 4, 5, 6 der Abb. 5-2-3/Morphologie markiert) könnten evt. durch herausgefallene kleine Apatitkristalle hervorgerufen sein. Viele Zirkone zeigen eine deutlich geringere Intensität der CL in den äußeren Bereichen (Abb. 5-2-3), wie das auch für einige Zirkone (insbesondere mittel- und kurzprismatische) der Zweiglimmergranodiorite beobachtet worden ist.

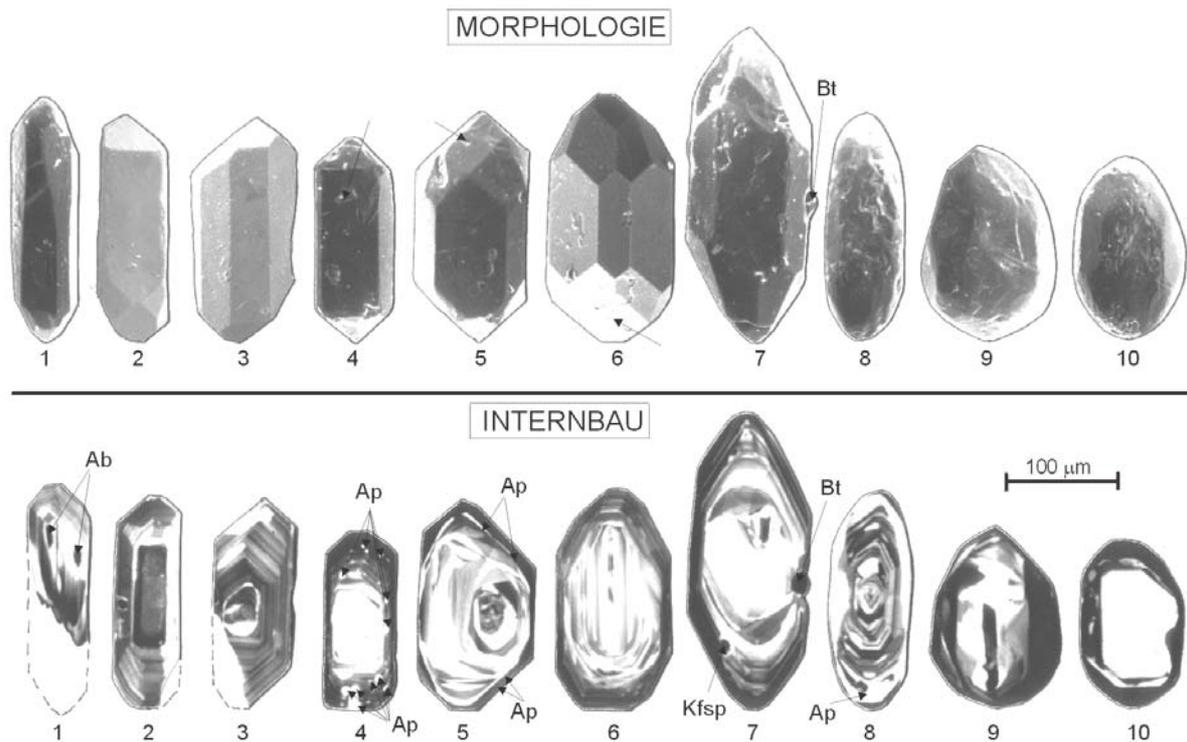


Abb. 5-2-3: Die Zirkonpopulation der Lausitzer Grauwacken am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) dokumentiert. Bei übereinstimmenden Nummern der Zirkone wurde die Morphologie und der Internbau am gleichen Zirkon bestimmt.

Die Datierung der typischen Grauwacken-Zirkone mittels Einzelzirkon-Evaporationsmethode ergibt gut reproduzierbare Alter (Tab. 20C, Abb. 5-2-14). Die mittleren Alter der idiomorphen Zirkone der beiden Grauwacken-Proben betragen 574 ± 8 bzw. 574 ± 11 Ma, wobei die Alter der Einzelmessungen zwischen 558 und 596 Ma variieren. Dabei sind die jüngeren Alter (ca. 560 Ma) besonders an nadligen Zirkonen der Probe 98 (Kin 2) bestimmt worden. Es könnte sich hierbei um Verjüngung der Alter durch Rekristallisationsprozesse handeln, oder aber auch um Zirkonneubildung (Bildung von Nadelzirkonen bzw. Zirkonhüllen um ca. 560 Ma). Da einige Nadelzirkone jedoch Altbestand dokumentieren (Zirkon mit ähnlicher Morphologie wie Zirkon 1 von Abb. 5-2-3 ergab 1774 ± 3 Ma) und der Variationsbereich der Alter der Einzelmessungen für die beiden Grauwacken-Proben 98 (Kin 2, mit Nadelzirkonen) und 99 (But 1, ohne Nadelzirkone) ähnlich ist, erscheint eine Verjüngung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter für einige Zirkone infolge von Rekristallisationserscheinungen als wahrscheinlicher.

Das mittlere Alter der idiomorphen Zirkone der Grauwacken (ca. 575 Ma) widerspiegelt das Alter ihrer jüngsten magmatischen Abtragungsquelle und stellt somit das maximale Sedimentationsalter der Grauwacken dar.

5.2.1.1.2 Schwarzburger Sattel

Das cadomische Basement bildet den zentralen Teil des Schwarzburger Antiklinoriums (Katzhütte-Gruppe, Frohnberg-Gruppe). Es besteht vornehmlich aus silikaklastischen Turbiditen (Grauwacken, Tonschiefer) und deren grobklastischen Derivaten (Konglomerate). Im mittleren Abschnitt tritt eine Abfolge mit Kieselpeliten auf. In diese Tonschiefer-Grauwacken-Abfolge intrudierten mehrere prävariszische Granitoide, deren Alter cadomisch (vgl. Abschnitt 5.2.1.2.2) bzw. frühpaläozoisch (vgl. Abschnitt 5.2.2.2) ist. Nach Mikrofossilfunden (Acritarchen) wird die Grauwacken-Tonschiefer-Abfolge in das Neoproterozoikum eingeordnet (HEUSE, 1989, 1990). LINNEMANN et al. (2000) geben $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter für Zirkone eines granitgeröllführenden Konglomerates aus der Frohnberg Gruppe mit 629 ± 4 Ma und für Zirkone zweier Grauwacken einen Altersbereich von 556 bis 596 Ma an. Diese Ergebnisse stützen die auf biostratigraphischen Funden getätigte Einordnung des cadomischen Basements in das späte Neoproterozoikum.

In einer Grauwackenprobe des Schwarzburger Sattels (Probe Katz 1, entspricht der Probe "Katz ro" aus LINNEMANN et al. 2000) sind neben stark gerundeten Zirkonen idiomorphe bis subidiomorphe Kristalle mit dominierendem [100]-Prisma vertreten (Abb. 5-2-4). Intern sind diese Zirkone sehr eng zoniert und weisen somit deutliche Ähnlichkeiten zu den Zirkonen in den Grauwacken der Lausitz (Abb. 5-2-3) auf. Der Variationsbereich der ermittelten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter der Zirkone dieser Probe (569 bis 596 Ma, Tab. 21), sowie das gewichtete Mittel (578 ± 22 Ma) stimmen mit den entsprechenden Alterswerten der Lausitzer Grauwacken überein.

Nach geochemischen Untersuchungen sind die Grauwacken des Schwarzburger Sattels an aktiven Kontinentalrändern bzw. kontinentalen Inselbögen gebildet worden (LINNEMANN et al., 2000).

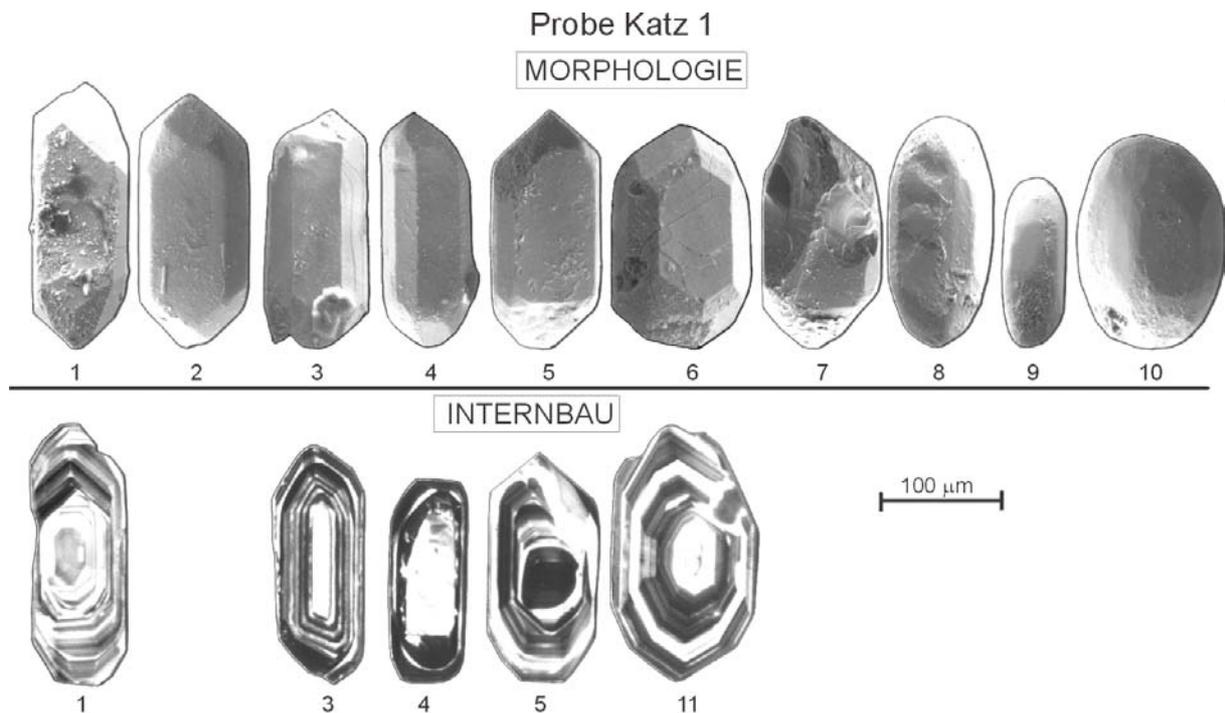


Abb. 5-2-4: Die Zirkonpopulation der Grauwacken des Schwarzburger Sattels am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) dokumentiert. Bei übereinstimmenden Nummern der Zirkone wurde die Morphologie und der Internbau am gleichen Zirkon bestimmt.

5.2.1.1.3 Elbe-Zone

Das cadomische Basement und das Altpaläozoikum der Elbe-Zone gelangten durch variszische Tektonik zwischen die Lausitzer Antiklinalzone und das Erzgebirgs-Antiklinorium (RAUCHE, 1992) und liegen dort störungsgetrennt nebeneinander. Das cadomische Basement besteht im wesentlichen aus Grauwacken (Weesensteiner Gruppe), in die cadomische Granite (vgl. Abschnitt 5.2.1.2.3) intrudierten. GEHMLICH et al. (1997d) bzw. LINNEMANN et al. (2000) datierten Zirkone aus zwei Granitgeröllen der Weesensteiner Gruppe. Mittlere $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter sind dort mit 568 ± 4 Ma und 559 ± 3 Ma angegeben. Das vorherrschende Prisma dieser Zirkone ist [100], die Zirkone sind eng zoniert und enthalten viele kleine Einschlüsse (Abb. 5-2-5). HAMMER et al. (1999) geben $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter (zwischen 564 ± 6 Ma und 576 ± 3 Ma) für Zirkone eines rhyolithischen Gerölls aus der Weesenstein-Gruppe an. Im gleichen Altersbereich befinden sich $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter von Zirkonen eines Granitgerölls der Clanzschwitzer Gruppe aus dem cadomischen Basement des Nordsachsen-Antiklinoriums (mittleres Alter 577 ± 3 Ma; GEHMLICH et al., 1997d; LINNEMANN et al., 2000). Auch

diese Zirkone weisen die Dominanz des [100]-Prismas auf, sind eng zoniert und enthalten zahlreiche Einschlüsse (Abb. 5-2-5).

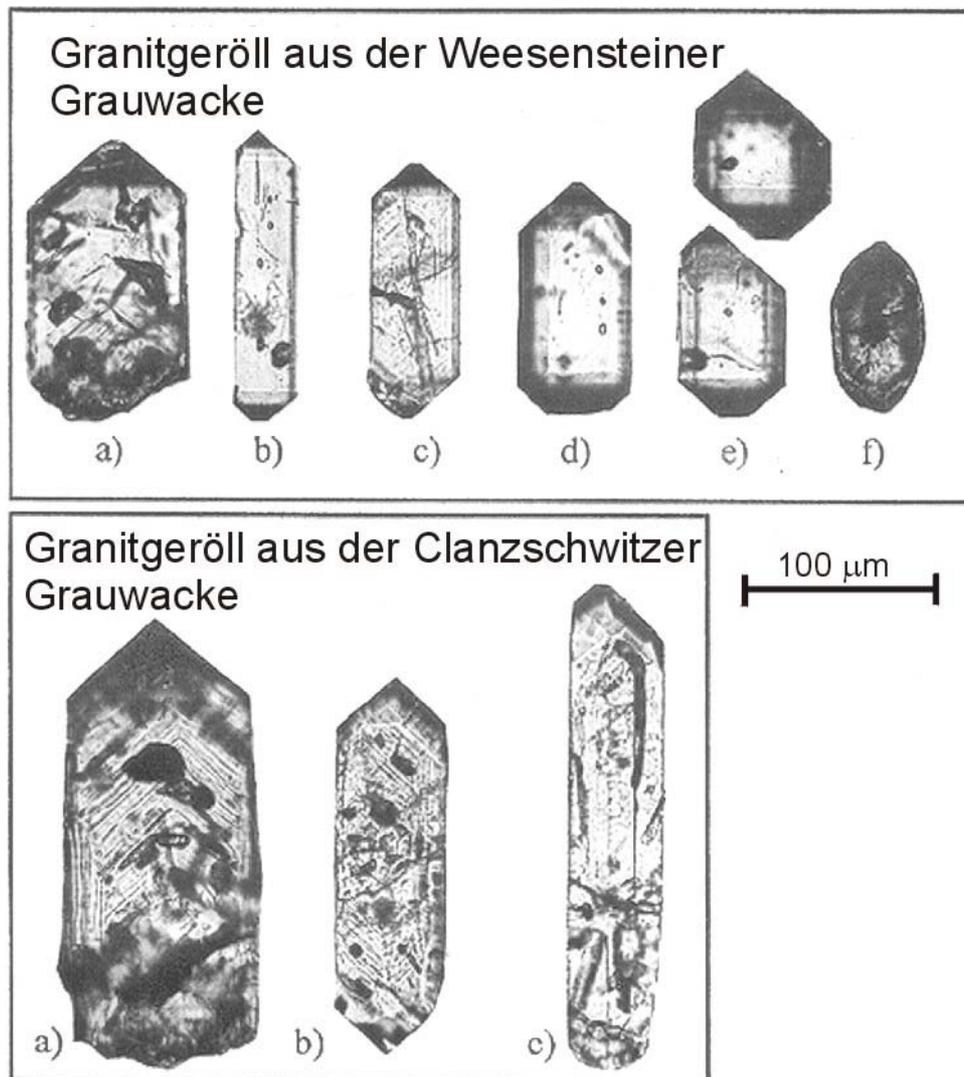


Abb. 5-2-5: Typische Zirkone von Granitgeröllen aus Grauwacken der Elbe-Zone (Weesensteiner Grauwacke) und des Nordsachsen-Antiklinoriums (Clanzschwitzer Grauwacke). Aus GEHMLICH et al. (1997d).

Nach geochemischen Untersuchungen sind die Grauwacken der Weesenstein-Gruppe (Elbe-Zone) und der Clanzschwitz-Gruppe (Nordsachsen-Antiklinorium) in einem kontinentalen Inselbogen entstanden (LINNEMANN et al., 2000).

5.2.1.2 CADOMISCHE GRANITE UND GRANODIORITE

5.2.1.2.1 Lausitzer Antiklinalzone

Eine grundlegend neue Bearbeitung erfuhren die Granite und Granodiorite der Lausitzer Antiklinalzone in den letzten Jahren durch EIDAM (1988), EIDAM et al. (1990, 1995), KRÖNER et al. (1994), HAMMER (1996) und HAMMER et al. (1999). Danach werden ausgehend von makroskopischen Merkmalen drei Typen unterschieden: Zweiglimmergranodiorite ("Anatexite" nach HIRSCHMANN, 1966), Muskowit- und Biotit-führende Granodiorite (Übergangsgranodiorite nach EBERT, 1935) und Biotit-führende Granodiorite (Abb. 5-2-6). Die Zweiglimmergranodiorite (ZGd) sind klein- bis mittelkörnig und teilweise "migmatit-ähnlich" und enthalten vielzählige Xenolithe. Die ZGd bilden den Zentralteil des Lausitzer Granodioritblocks (vgl. Abb. 5-2-1). Mittelkörnige Muskowit- und Biotit-führende Granodiorite (MBGd) sind räumlich an die ZGd gebunden. Blastische Kalifeldspatkristalle verleihen den MBGd porphyrische Texturen. Mittel- bis grobkörnige Biotit-führende Granodiorite (BGd) treten in den Randzonen des Lausitzer Granodioritblocks auf und haben typisch magmatische, z.T. porphyrische Gefüge. Im Kontaktbereich zu den Grauwacken kommt es zur kontaktmetamorphen Rekrystallisation der Grauwacken (KEMNITZ & BUDZINSKI, 1994).

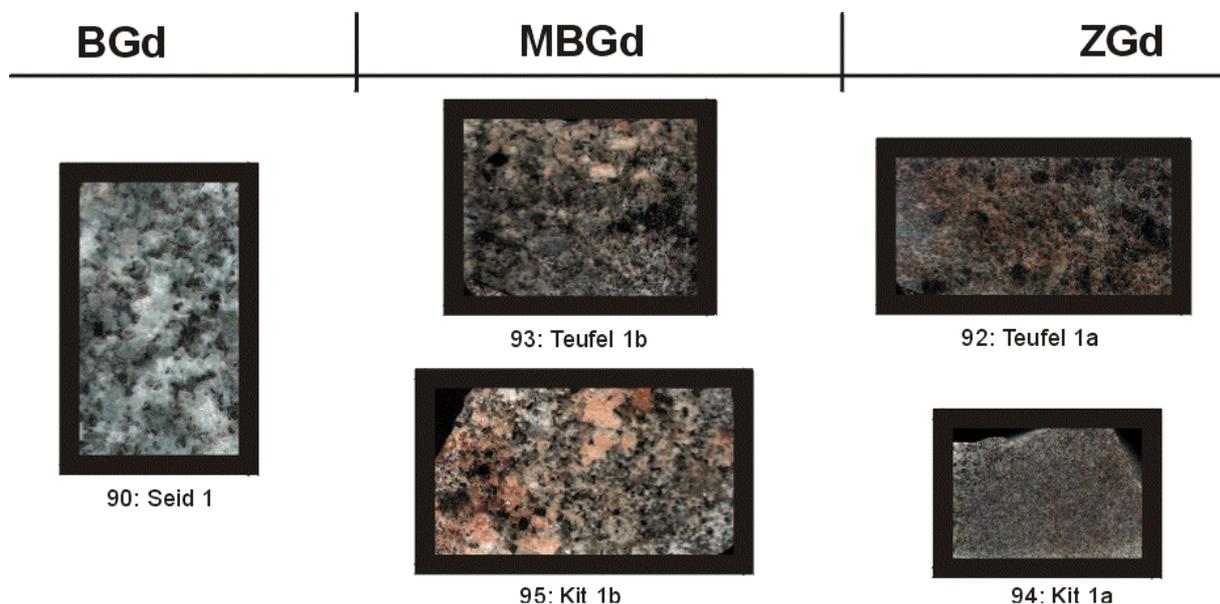


Abb. 5-2-6: Gefüge der cadomischen Lausitzer Granitoide am Beispiel ausgewählter Proben

Aufgrund unterschiedlicher tektonischer Beanspruchung ging HIRSCHMANN (1966) von einem jüngeren Westlausitzer (Biotit-führenden) Granodiorit und einem älteren stärker

deformierten Ostlausitzer (Biotit-führenden) Granodiorit aus. Nach EIDAM et al. (1990) bestehen weder geochemische, noch tektonische Unterschiede zwischen beiden, so dass keine Notwendigkeit der Abgrenzung gegeben ist.

Xenolithe sind in allen drei Granodiorit-Typen zu finden, jedoch am häufigsten in den ZGd. Die meisten Xenolithe bestehen aus Biotit-reichen metasedimentären Gesteinen (Glimmerschiefer, Gneise). Außerdem sind Quarzite, Metatonalite und mafische Xenolithe vertreten (HAMMER, 1996). Nach EIDAM et al. (1990) sind die Xenolithe gesetzmäßig orientiert und widerspiegeln das NW-gerichtete Strömungsfeld der Magmen.

Nach Feldbeobachtungen (Ausbildung von Intrusivkontakten) wird eine Altersfolge ZGd - MBGd - BGd erwartet (EIDAM et al., 1990). Die Modalzusammensetzung der drei Granodiorittypen ist ähnlich, wobei eine schwache Tendenz zu höheren Alkalifeldspat-Gehalten in den BGd zu beobachten ist. Geochemisch zeigen alle drei Granodiorit-Typen große, zumeist überlappende Variationsbereiche ihrer Elementkonzentrationen. Vergleicht man jedoch deren mittlere Gehalte, so wird die Tendenz der Abnahme von Al_2O_3 , MgO, V, Cr, Co, Ni, Sr und des molaren Verhältnisses $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ von ZGd über MBGd zu BGd deutlich (KRÖNER et al., 1994). Isotopengeochemische Parameter (z.B. Sr-, Nd-, O-Isotopenverhältnisse) weisen gleichfalls auf deutliche stoffliche Unterschiede zwischen den BGd und ZGd hin (HAMMER, 1996), die durch unterschiedliche Edukte oder als Magmenmischung bzw. Assimilation gedeutet werden können. HAMMER (1996) schloss auf eine dominierende Beteiligung von Meta-Sedimenten bei der Bildung der ZGd aufgrund von häufigen metasedimentären Einschlüssen, hohen Gehalten von Zirkon-Altbestand und isotopengeochemischen Parametern (hohe initiale Sr-Isotopenverhältnisse, geringe ϵ_{Nd} -Werte). Im Unterschied dazu leitete HAMMER (1996) die BGd aus einer überwiegend intermediären Unterkruste durch partielle Schmelzprozesse bei 800-850°C ab. Altersbestimmungen an Zirkonen zeigen keine Abhängigkeit zu den o.g. Granodiorit-Varietäten und belegen ein Intrusionsintervall von ca. 585 bis 540 Ma (KRÖNER et al., 1994). Neuere Altersdaten von HAMMER et al. (1999) weisen ein engeres Altersspektrum für Ost- und Westlausitzer (Biotit-führende) Granodiorite zwischen 540 und 530 Ma auf.

Wir führten Untersuchungen (Geochemie, Zirkonmorphologie und Datierung) an den ZGd/MBGd (5 Proben), Xenolithen aus den ZGd (2 Proben), sowie an den BGd (3 Proben) durch.

Die fünf Proben der ZGd/MBGd (Proben 91 - 95) entstammen verschiedenen Gebieten des Verbreitungsgebietes (vgl. Abb. 5-2-1). Probe 91 (Rad 1, ZGd) weist eine schlierig-nebulitische Textur auf und erinnert an Migmatite. In den Proben der beiden anderen

Lokalitäten wurden jeweils feinkörnige (ZGd: Probe 92 – Teufel 1a, Probe 94 – Kit 1a) und mittelkörnige Varietäten mit blastischen Kalifeldspatkristallen (MBGd, Probe 93 – Teufel 1b, Probe 95 – Kit 1b) ausgehalten (vgl. Abb. 5-2-6), wobei zumeist scharfe Kontakte zwischen diesen beiden Varietäten zu beobachten waren. Außerdem untersuchten wir zwei Xenolithe (Probe 96 – Laus 4, Probe 97 – Laus 5) innerhalb der ZGd. Biotit-führende Granodiorite wurden aus dem Westlausitzer Granodiorit (Probe 88 – Kin 1, Probe 89 – Dem 1) und dem Ostlausitzer Granodiorit (Probe 90 – Seid 1) beprobt.

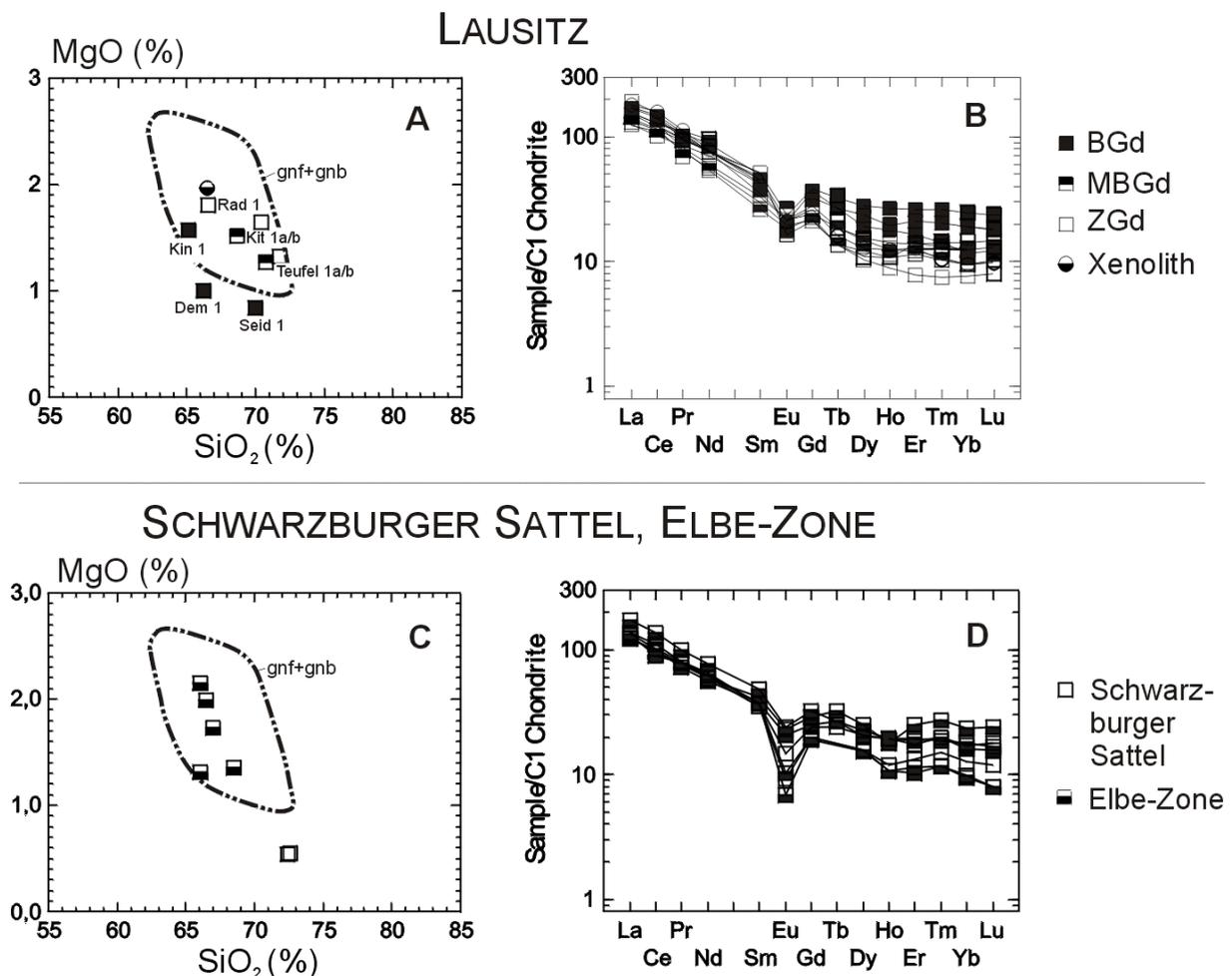


Abb. 5-2-7: Ausgewähltes SiO₂-bezogenes Harker-Diagramm für die cadomischen Granitoide der Lausitz (A), des Schwarzbürger Sattels und der Elbe-Zone (C) sowie deren Chondritnormierte (nach EVENSEN, 1978) SEE-Verteilungsmuster (B bzw. D). Daten für C, D aus GEHMLICH et al. (1996). Zum Vergleich ist der Variationsbereich für die Unteren Graugneise des Erzgebirges (gnf-gnb, vgl. Abb. 4-1-3) angegeben.

Die hier vorgestellten geochemischen Ergebnisse (Tabellen 6 und 10, Abb. 5-2-7) bestätigen die von EIDAM (1988), EIDAM et al. (1990), KRÖNER et al. (1994), HAMMER (1996) und HAMMER et al. (1999) ermittelten großen Variationen in den Elementgehalten, die wahrscheinlich hauptsächlich durch eduktbezogene Heterogenitäten bedingt sind. Die

wenigen Daten lassen jedoch die oben genannte Tendenz der Abnahme der MgO-Gehalte von ZGd über MBGd zu BGd erahnen. Geochemische Hinweise auf Kristallisationsfraktionierungs-Erscheinungen lassen sich nicht finden. Generell ähneln die Granodiorite in ihrer geochemischen Zusammensetzung (einschließlich der SEE-Verteilungsmuster) den Unteren Graugneisen des Erzgebirges. Wie bereits von EIDAM et al. (1990) festgestellt wurde, bestehen keine wesentlichen geochemischen Unterschiede zwischen dem Ost- und Westlausitzer Granodiorit.

Es gibt deutliche Hinweise auf Unterschiede in den Zirkonpopulationen der drei Granodiorit-Typen, die jedoch durch fließende Übergänge maskiert werden. Am deutlichsten unterscheidet sich die Zirkonpopulation der BGd.

Die Zirkone der BGd sind generell idiomorph. Das [110]-Prisma dominiert an praktisch allen Zirkonen der drei untersuchten Proben. Zirkone mit vorherrschendem [100]-Prisma sind in den BGd nur äußerst selten zu finden. Charakteristisch für die Zirkonpopulation der BGd ist der erhebliche Anteil an langprismatischen Zirkonen (Abb. 5-2-8, 5-2-9).

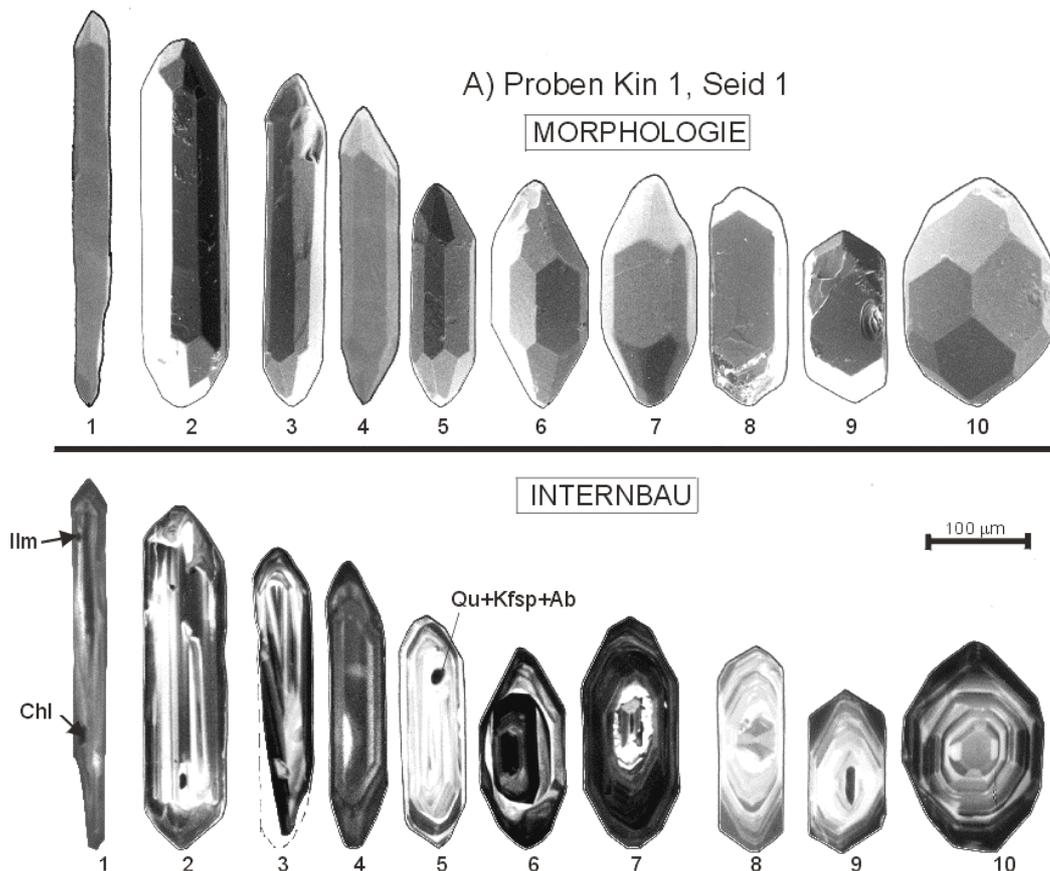


Abb. 5-2-8: Die Zirkonpopulation der Lausitzer Biotit-führenden Granodiorite (Proben Kin 1, Seid 1) am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) dokumentiert. Bei übereinstimmenden Nummern der Zirkone wurde die Morphologie und der Internbau am gleichen Zirkon bestimmt.

Neben diesen allgemeingültigen Merkmalen der Zirkonpopulation der BGd lassen sich jedoch auch Unterschiede zwischen den Proben beobachten. Während für die Zirkone der Proben 88 (Kin 1) und 90 (Seid 1) die spitze [211]-Pyramide typisch ist (Abb. 5-2-8), dominiert bei fast allen Zirkonen der Probe 89 (Dem 1) die stumpfe [101]-Pyramide (Abb. 5-2-9). Ein geringer Anteil dieser Zirkone ist auch in den Proben 88 (Kin 1) und 90 (Seid 1) zu finden (vgl. Abb. 5-2-13). Zirkone dieser Tracht (G1-Typ) sind oft in Magmatiten beobachtet worden, die Endprodukte der magmatischen Differentiation/Kristallisation darstellen (PUPIN, 1980). CL-Untersuchungen, die zur Aufdeckung der Internstruktur durchgeführt wurden, weisen oft Kerne in Zirkonen mit geringerem Längen/Breiten-Verhältnis nach (Zirkone 6, 7 in Abb. 5-2-8; Zirkone 4, 5, 6 in Abb. 5-2-9).

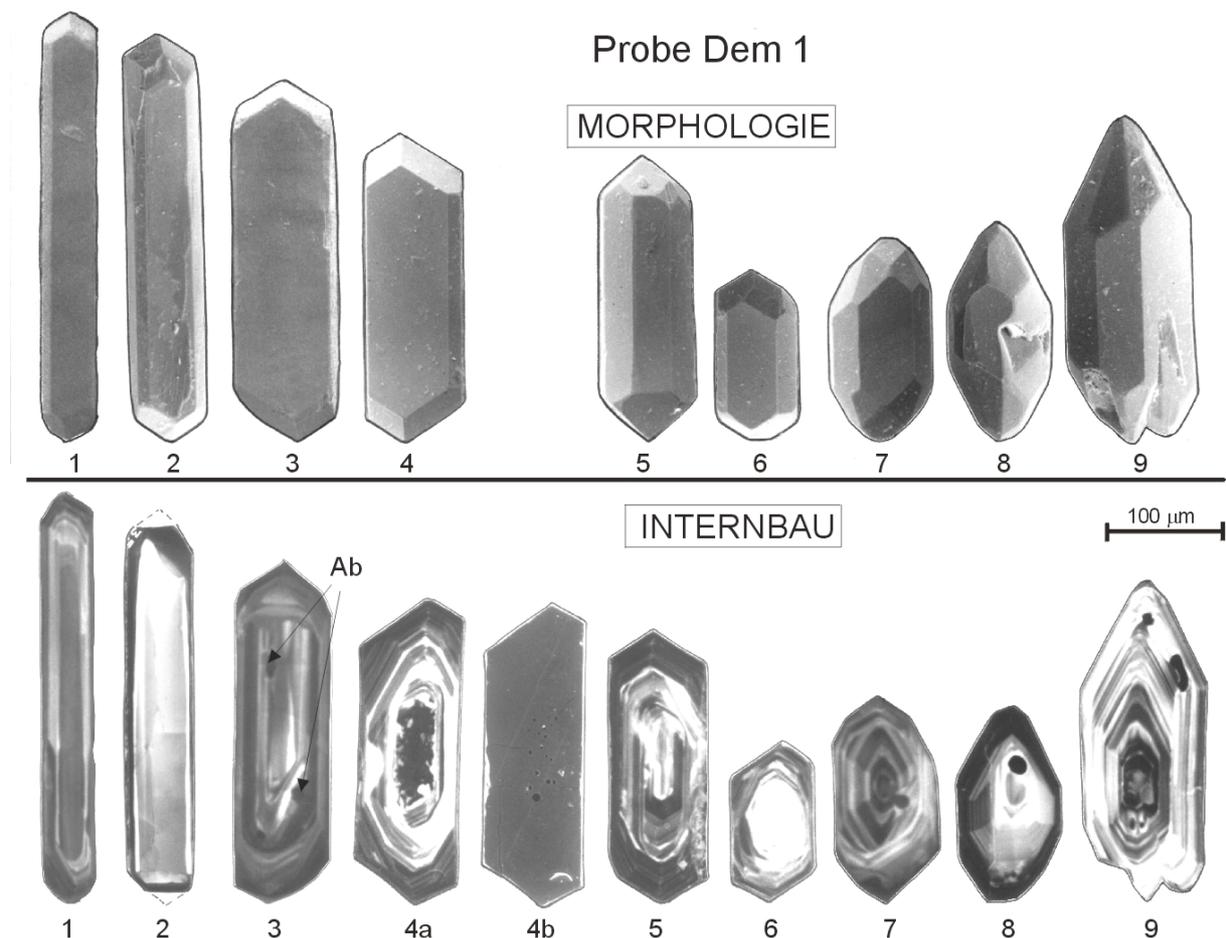


Abb. 5-2-9: Die Zirkonpopulation der Lausitzer Biotitführenden Granodiorite (Probe Dem 1) am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) dokumentiert. Bei übereinstimmenden Nummern der Zirkone wurde die Morphologie und der Internbau am gleichen Zirkon bestimmt.

Dagegen besitzen langprismatische Zirkone nie Kerne und zeichnen sich häufig durch eine für magmatisch gewachsenen Zirkone typische, primär oszillierende Wachstumszonierung mit initialem Skelettwachstum aus. Diese Zirkone sind zumeist einschlussfrei. In mittelprismatischen Zirkonen der BGd sind dagegen Feldspat-, Quarz- und Biotit-Einschlüsse, seltener Apatit-Einschlüsse mittels EDX-Analysen bestimmt worden.

Zirkone der ZGd sind zum Teil sehr dick (Abb. 5-2-10). Neben wenigen langprismatischen Zirkonen mit dominierendem [110]-Prisma und [211]-Pyramide (mit untergeordnetem [100]-Prisma) treten mittel- bis kurzprismatische Zirkone mit dominierendem [100]-Prisma in den Vordergrund, wobei die [211]-Pyramide weiterhin über der [101]-Pyramide dominiert. Die Zirkone sind in der Regel intern eng zoniert und enthalten zahlreiche, kleine Einschlüsse. Im CL-Bild tritt in vielen Zirkonen eine zumeist sehr schmale, dunkle Randzone in Erscheinung. Durch EDX-Analysen wurden in vielen dieser mittel- und kurzprismatischen Zirkone kleine Apatit-Einschlüsse nachgewiesen.

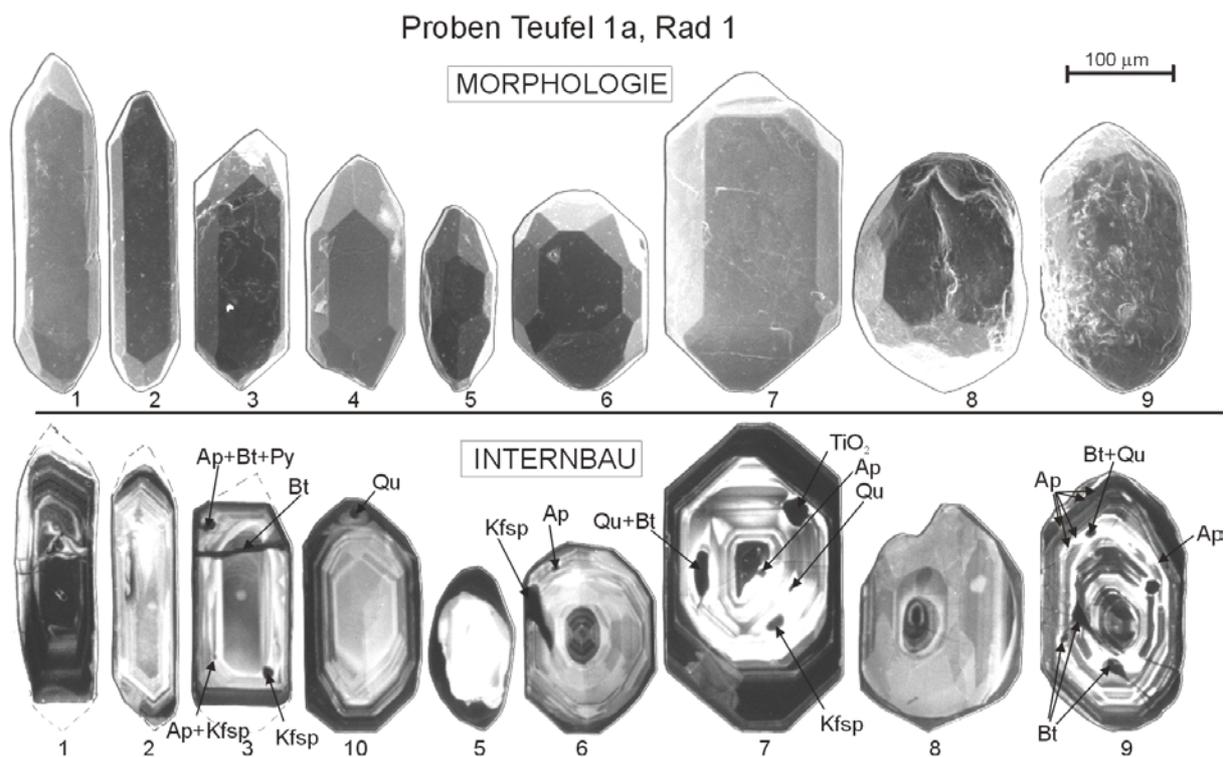


Abb. 5-2-10: Die Zirkonpopulation der Lausitzer Zweiglimmergranodiorite am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) dokumentiert. Bei übereinstimmenden Nummern der Zirkone wurde die Morphologie und der Internbau am gleichen Zirkon bestimmt.

Die Zirkone einer Xenolithprobe in den ZGd (Probe 96 - Laus 4, aus der anderen ist es nicht gelungen, Zirkone zu gewinnen) entsprechen im wesentlichen denen der ZGd, nur dass der Anteil langprismatischer Zirkone noch geringer ausfällt und die Mehrzahl der Zirkone weniger idiomorph erscheint (kantengerundet, angeraute Oberflächen, vgl. Zirkon 9 der Abb. 5-2-10).

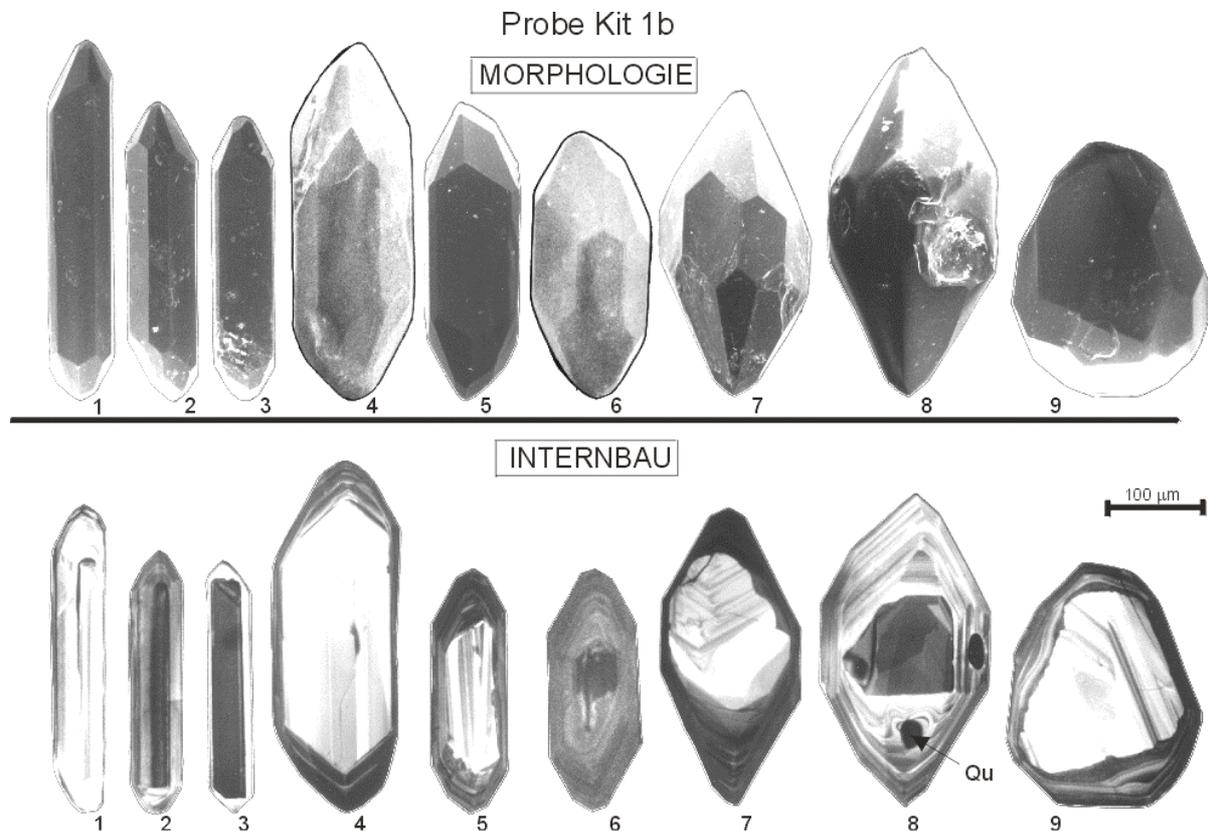


Abb. 5-2-11: Die Zirkonpopulation der Lausitzer Muskowit- und Biotit-führenden Granodiorite (Probe Kit 1b) am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) dokumentiert. Bei übereinstimmenden Nummern der Zirkone wurde die Morphologie und der Internbau am gleichen Zirkon bestimmt.

Zirkone der MBGd, die von EBERT (1935) als "Übergangsgranodiorite" bezeichnet wurden, bilden nach ihren morphologischen Merkmalen das Bindeglied zwischen BGd und ZGd. Es sind deutlich mehr langprismatische Zirkone zu finden als in den ZGd, jedoch weniger als in den BGd. Das [110]-Prisma dominiert nicht nur in den langprismatischen Zirkonen, sondern auch in den meisten mittelp Prismatischen Zirkonen. Diese Charakterisierung ist besonders deutlich in den Zirkonen der Probe 95 (Kit 1b) ausgeprägt (Abb. 5-2-11), während bei vielen mittelp Prismatischen Zirkonen der Probe 93 (Teufel 1b) das [100]-Prisma noch überwiegt bzw. gleichrangig mit dem [110]-Prisma auftritt (Abb. 5-2-12). In den Zirkonen der MBGd sind oft

kleine Apatiteinschlüsse beobachtet worden. Daneben treten Quarz, K-(Na)-Feldspat und seltener Biotit als Einschlüsse auf. Die Internstrukturen vieler Zirkone weisen unterschiedliche CL-Intensitäten für zentrale und randliche Zirkonbereiche auf, was als häufiges Auftreten von Zirkonkernen gedeutet werden kann. Dunklere Randbereiche (Zirkone 4, 5, 7, 9 der Abb. 5-2-11; Zirkone 3, 6, 7 der Abb. 5-2-12) sind häufiger vertreten als helle Randbereiche (Zirkone 3, 8 der Abb. 5-2-11).

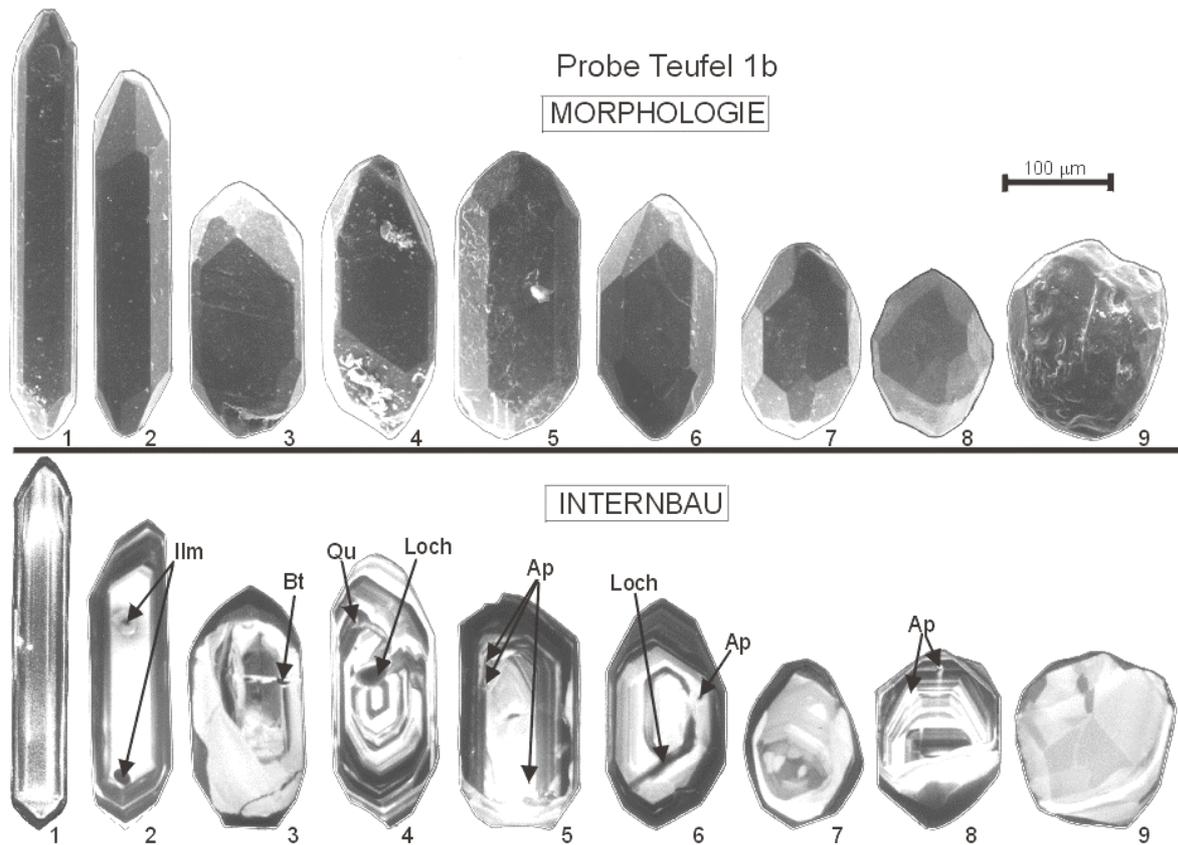


Abb. 5-2-12: Die Zirkonpopulation der Lausitzer Muskowit- und Biotit-führenden Granodiorite (Probe Teufel 1b) am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) dokumentiert. Bei übereinstimmenden Nummern der Zirkone wurde die Morphologie und der Internbau am gleichen Zirkon bestimmt.

Die fließenden Übergänge in der Zirkonmorphologie von ZGd über MBGd und BGd werden im Pupin-Diagramm deutlich (Abb. 5-2-13). Aus dieser Abbildung ist ersichtlich, dass die Zirkone der ZGd in ihrer Tracht den Zirkonen der Grauwacken näher stehen als denen der BGd.

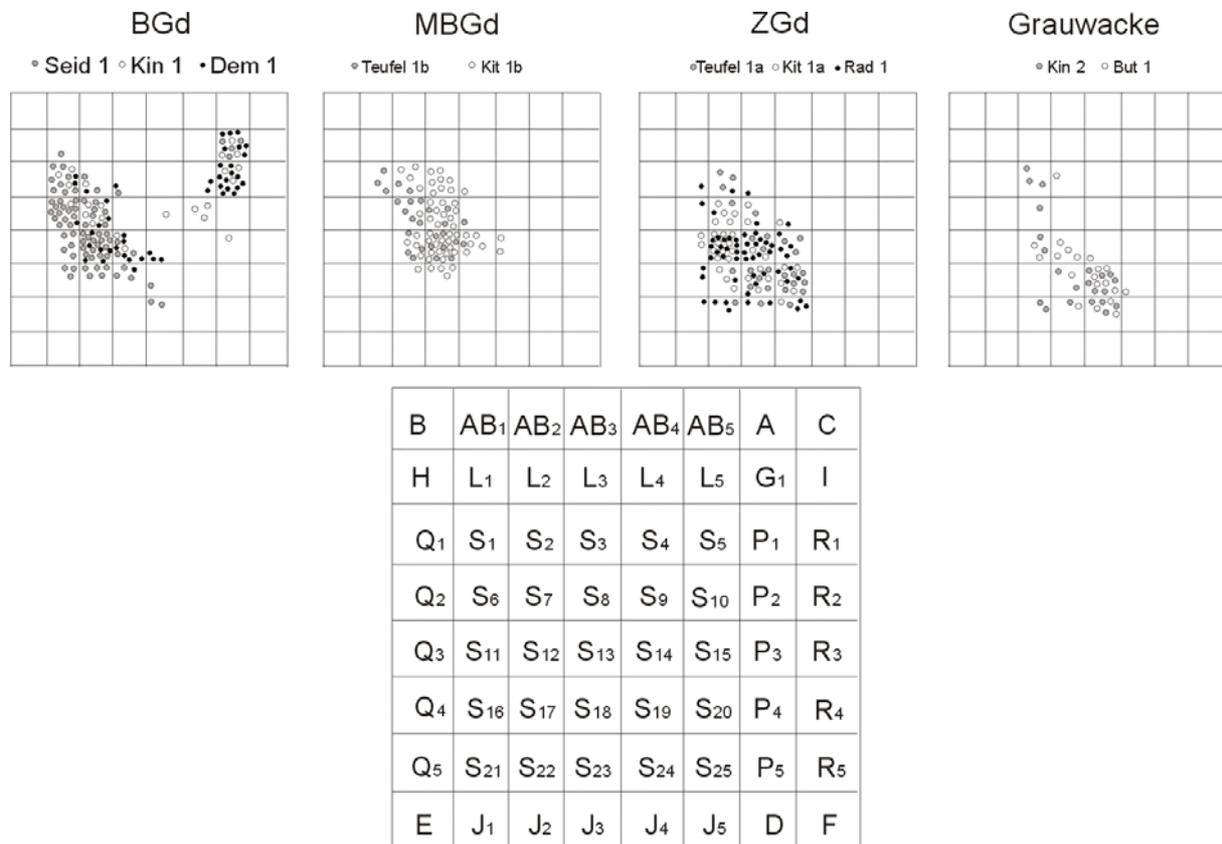


Abb. 5-2-13: Häufigkeit der Zirkontrachten der Lausitzer Granodiorite und Grauwacken nach dem Zirkonklassifikationsschema von PUPIN (1980), das die relativen Größenverhältnisse der Kristallformen [100], [110], [101] und [211] widerspiegelt. BGd – Biotit-führende Granodiorite, MBGd – Muskowit- und Biotit-führende Granodiorite, ZGd – Zweiglimmergranodiorite. Jeder Punkt entspricht einem Zirkonkristall, dessen Morphologie am Rasterelektronenmikroskop bestimmt wurde. Zum Vergleich sind die von PUPIN (1980) definierten Typen im unteren Diagramm angegeben.

Die Zirkondatierung mit der Evaporationsmethode (Tab. 20A, Abb. 5-2-14) ergab für alle drei Proben der BGd einheitliche Intrusionsalter im Bereich 540 – 530 Ma. Diese Alter wurden mit guter Reproduzierbarkeit an den langprismatischen Zirkonen bestimmt. Ähnliche Alterswerte geben LINNEMANN et al. (2000) für den Westlausitzer Granodiorit an (539 ± 6 Ma, Probe Klotz 1, Dresden Klotzsche), sowie KORYTOWSKI et al. (1993) für den Ostlausitzer Granodiorit (540 ± 7 Ma).

Die Zirkone der ZGd weisen eine relativ große Streuung der Alterswerte auf (Tab. 20B, Abb. 5-2-14). Wenn mittlere Alter aus allen Werten <600 Ma bei Ausschluss der Ausreißer berechnet werden (fettgedruckte Werte in Tab. 20B, Abb. 5-2-14), ergeben sich im Vergleich zu den Zirkonen der BGd deutlich höhere Alterswerte (von 550 bis 569 Ma).

Es gibt mehrfach Hinweise, dass die mittleren Alter der drei Proben der ZGd (Rad 1, Kit 1a, Teufel 1a) Mischalter darstellen:

- Die Zirkone der ZGd weisen insgesamt sehr große Streubreiten zwischen den separaten Evaporationsmessungen einer Probe auf (Tab. 20B, Abb. 5-2-14).
- Wenn man die Altersdaten der Zirkone der ZGd nach verschiedenen Morphologietypen trennt (Tab. 20B), wird offensichtlich, dass die meisten langprismatischen Zirkone jüngere Alter (540 – 530 Ma) im Vergleich zur Mehrzahl der mittelprismatischen Zirkonen (570 – 550 Ma) besitzen. Die wenigen langprismatischen Zirkone ähneln in ihrem Alter (540 – 530 Ma) und ihrer Morphologie den langprismatischen Zirkonen der BGd.
- Einige Zirkone enthalten wesentlich ältere Komponenten (>600 bis 2785 Ma), was insbesondere bei idiomorphen mittelprismatischen Zirkonen mit spitzen Pyramiden und kurzprismatischen Zirkonen häufiger auftritt. Diese Zirkone sind in ihrer Morphologie nicht von den Zirkonen zu unterscheiden, die Alter <600 Ma lieferten (Tab. 20B, Probe Rad 1, Probe Kit 1a).
- Mittel- und kurzprismatische Zirkone bestehen oft aus einem eng zonierten zentralen Bereich, der von einer dünnen Randzone mit verminderter CL-Intensität umgeben wird (Abb. 5-2-10/Internstruktur, Zirkone 3 bis 8). Diese Beobachtung lässt sich als Hinweis für häufige Zirkonkerne deuten.

Datierungsergebnisse, Ähnlichkeiten der Morphologie und des Internbaus mittelprismatischer Zirkone mit Zirkonen der Grauwacken lassen eine neoproterozoische (ca. 575 Ma) Komponente in den ZGd vermuten. Die mittleren Alter der ZGd stellen vermutlich eine Mischung aus zwei Alterskomponenten dar: A) spätcadomisch (ca. 535 Ma) gebildete langprismatische Zirkone und Zirkonränder mittelprismatischer Zirkone und B) neoproterozoisch (ca. 575 Ma) gebildete Zirkone bzw. Zirkonkerne, die wahrscheinlich aus den Grauwacken übernommen worden sind.

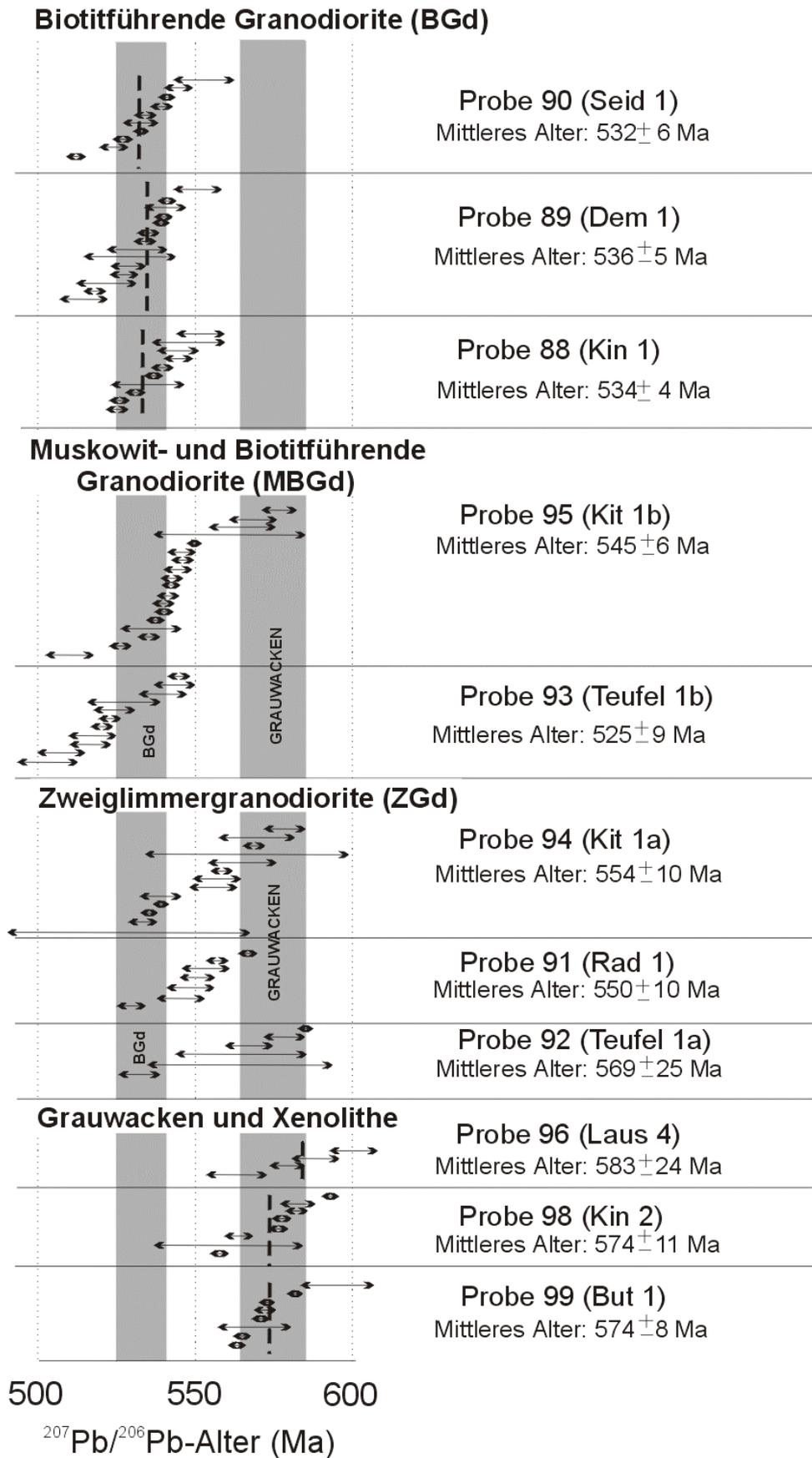


Abb. 5-2-14: Ergebnisse der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsmessungen idiomorpher Zirkone der cadomischen Granitoide und Grauwacken der Lausitz. Berechnung der mittleren Alter als gewichtetes Mittel.

Die Zirkone der MBGD zeigen ähnlich wie die der ZGD sehr große Streubreiten zwischen den separaten Evaporationsmessungen einer Probe, (Abb. 5-2-14), so dass die mittleren Alter der MBGD wahrscheinlich auch Mischalter darstellen. Die Zirkonmorphologie (Abb. 5-2-11, 5-2-12, 5-2-13) und die jüngeren mittleren Zirkonalter der MBGD (Tab. 20B, Abb. 5-2-14) belegen eine verstärkte Bildung langprismatischer Zirkone im Vergleich zu den ZGD. In der Probe 95 (Kit 1b) sind nur noch wenige Altbestandszirkone zu finden und das mittlere Alter aller Zirkone <600 Ma (543 ± 5 Ma) nähert sich dem der BGd. Das mittlere Alter der Zirkone <600 Ma der Probe 93 (Teufel 1a) ist sogar jünger als das der BGd. Da viele Zirkone dieser Probe deutliche Anzeichen von Rekristallisationserscheinungen zeigen (vgl. Abb. 5-2-12/Interbau: partielle Auslöschung der Zonierung in den Zirkonen 3 und 8; Löcher in den Zirkonen 4 und 6, die vermutlich auf herausgefallene Mineral-Einschlüsse zurückzuführen sind), könnte es durch Störung des U/Pb-Systems zur Verjüngung der Alter in dieser Probe gekommen sein.

Zirkone konnten nur aus einer Xenolith-Probe gewonnen werden (Tab. 20C, Abb. 5-2-14). Diese Zirkone stellen im wesentlichen Altbestandszirkone dar. Das mittlere Alter der Zirkone <600 Ma fällt in den gleichen Altersbereich wie das der idiomorphen Zirkone der Grauwacken (583 ± 24 Ma).

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die Lausitzer Biotit-führenden Granodiorite (BGd) spätcadomisch intrudierte Magmen darstellen, die ähnliche geochemische Parameter wie die Unteren Graugneise des Erzgebirges aufweisen (Haupt- und Spurenelementverteilung, einschließlich der SEE-Verteilung) und zur gleichen Zeit wie diese gebildet wurden. Die MBGD und ZGD vermitteln in vielen Parametern (Gefüge, Geochemie, Isotopengeochemie, Zirkonmorphologie, Zirkonalter) zwischen den BGd einerseits und den Grauwacken andererseits. ZGD weisen die größten Ähnlichkeiten zu den Grauwacken auf. Somit können die Grauwacken als wichtigste Ausgangsgesteine für die Bildung der ZGD-Schmelzen angesehen werden. Während der Schmelzbildung kam es in diesen Gesteinen nur zu einer geringen Neubildung von Zirkonen, was auf relativ niedrige Temperaturen und/oder geringe Aufschmelzgrade zurückgeführt werden kann. Die ZGD stellen somit ähnlich den Edukten der Mischgneise des Erzgebirges (graue Augengneise, Feldspat-blastische Gneise, Muldaer Granitgneis) meta- bis diatektische Migmatite dar, deren Schmelzen zusammen mit nicht aufgeschmolzenen Bestandteilen breiartig in höhere Krustenbereiche migrierten. Der Aufschmelzgrad und/oder die Schmelztemperatur nahm in Richtung MBGD – BGd zu. Geochemische und isotopengeochemische Parameter belegen eine immer stärkere

Magmendifferenzierung, sowie einen höheren Anteil einer zweiten Quelle (neben den Grauwacken) für die Bildung der Schmelzen der MBGd und insbesondere der BGd, die aus tieferen Krustenbereichen intrudierten.

5.2.1.2 Schwarzbürger Sattel

Neuere Untersuchungen der Granitoide des Schwarzbürger Sattels wurden von GEHMLICH et al., (1996, 1997a-d, 1998, 2000) und LINNEMANN et al. (2000) durchgeführt. Aus dem cadomischen Basement wurde der Glasbach-Granit und der Laubach-Granit mittels Einzelzirkon-Evaporation datiert (LINNEMANN et al., 2000: 541 ± 7 Ma; 533 ± 10 Ma). Beide cadomische Granitkörper sind in die neoproterozoische Grauwacken-Tonschiefer-Wechsellagerung intrudiert (Katzhütter und Frohnberg Gruppe). Die Granite zeigen ähnliche SEE-Verteilungsmuster wie die cadomischen Granodiorite der Lausitz und die Unteren Graugneise des Erzgebirges und stellen S-Typ Granite dar (GEHMLICH et al., 1996, 1998). Sie zeichnen sich jedoch durch höhere SiO_2 - und niedrigere MgO-Gehalte aus (vgl. Abb. 5-2-7). Zirkonmorphologisch unterscheidet sich nur der Glasbach-Granit durch dominante Ausbildung des [100]-Prismas an seinen Zirkonen von den spätcadomischen Granitoiden der Lausitz und des Erzgebirges (Abb. 5-2-15).

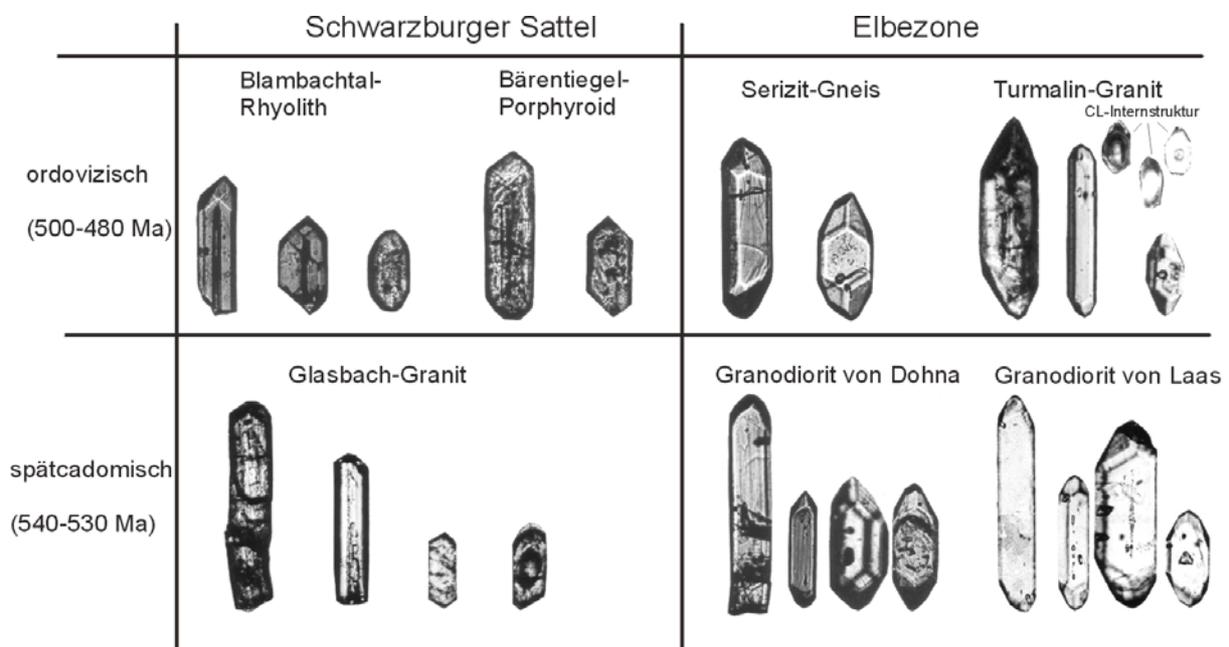


Abb. 5-2-15: Typische Zirkone der Magmatite des Schwarzbürger Sattels und der Elbe-Zone (aus GEHMLICH et al., 1996).

5.2.1.2.3 Elbe-Zone

Untersuchungen zur Korrelation des neoproterozoisch-frühpaläozoischen Profils der Elbe-Zone mit dem Schwarzbunger Antiklinorium wurden von GEHMLICH et al. (1996, 1997a, c) und LINNEMANN et al. (2000) vorgestellt. Danach treten auch in der Elbe-Zone cadomische Granite und Granodiorite auf (Dohnaer Granodiorit: 537 ± 7 Ma), die zum Teil vergneist sind (Grossenhainer Gneis: 537 ± 7 Ma). Auch diese Granitoide gleichen in ihren SEE-Verteilungsmustern und ihrer Zirkonmorphologie (GEHMLICH et al., 1996, 1998) den cadomischen Granitoiden der Lausitz (BGd) und den Unteren Graugneisen des Erzgebirges (Abb. 5-2-7, Abb. 5-2-15). Im Nordsachsen-Antiklinorium, das in der NW-Verlängerung der Elbe-Zone liegt, ist ein weiterer, in proterozoische Grauwacken (Clanzschwitzer Gruppe) intrudierter, cadomischer Granodiorit (Granodiorit von Laas: 531 ± 7 Ma) mit ähnlichen geochemischen und zirkonmorphologischen Merkmalen durch GEHMLICH et al. (1996) und LINNEMANN et al. (2000) untersucht worden (vgl. Abb. 5-2-15).

5.2.2 Ordovizische Magmatite

5.2.2.1 LAUSITZER ANTIKLINALZONE

Während KRÖNER et al. (1994) aufgrund von $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsaltern an Zirkonen (571 ± 16 Ma) den Rumburger Granit (siehe Abb. 5-2-1) noch den cadomischen Graniten zuordnete, belegen neue Datierungen (HAMMER et al., 1997, 1999) seine Zugehörigkeit zu den frühpaläozoischen Graniten. Unsere Altersbestimmungen (gewichtetes Mittel : 486 ± 5 Ma , vgl. Tab. 20D) bestätigen dies. Auf eine Sonderstellung und eigenständige Entwicklung des Rumburger Granites hat schon EIDAM et al. (1990) hingewiesen. HAMMER et al. (1999) stellten erstmals geochemische Unterschiede zu den cadomischen Granodioriten der Lausitz fest. Der ordovizische Rumburger Granit zeichnet sich durch höhere SiO_2 -, K_2O - und Rb- sowie durch niedrigere TiO_2 -, Zr-, Sr- und LSEE-Gehalte aus (vgl. Tabellen 6, 10, Abb. 5-2-16) und zeigt somit deutliche Ähnlichkeiten zu den ordovizischen Meta-Magmatiten des Erzgebirges (Rotgneise). Frühere geochemische Untersuchungen (z.B. EIDAM et al., 1990) belegen räumliche Abhängigkeiten der Elementverteilung innerhalb des Rumburger Granitmassivs. Die biotitärmeren Randzonen sind gegenüber der biotireicheren Zentralzone insbesondere an Zr, Ti, Fe, Ba und Mg abgereichert und an Rb angereichert. Entsprechend der Diskussion der geochemischen Elementverteilungen in den erzgebirgischen Rotgneisen (Abschnitt 4.3.3) würden die Randzonen somit einem höheren Grad der Kristallisationsfraktionierung entsprechen.

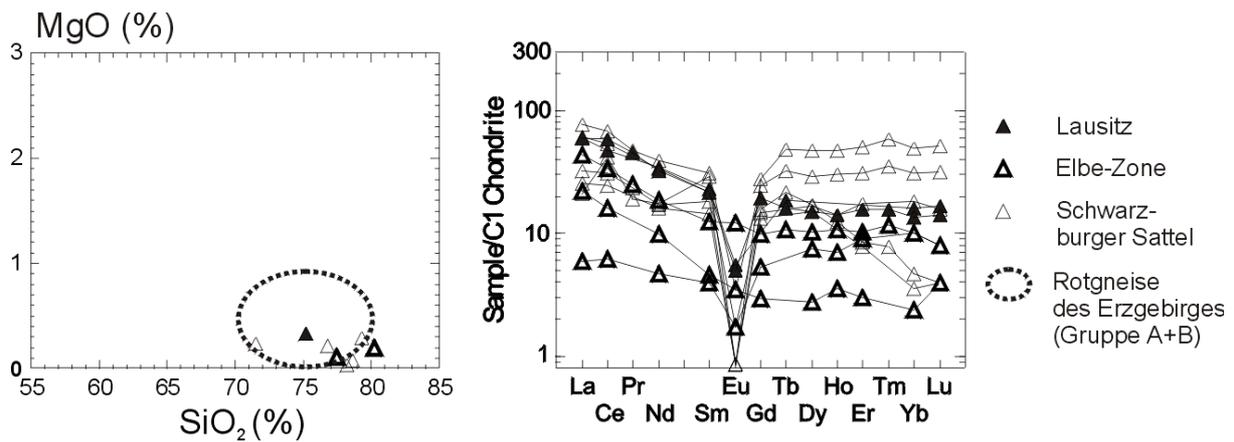


Abb. 5-2-16: : Ausgewähltes SiO₂-bezogenes Harker-Diagramm und SEE-Verteilungsmuster (normiert nach EVENSEN, 1978) für die ordovizischen Granitoide der Lausitz, der Elbe-Zone und des Schwarzbürger Sattels. Daten für den Rumburger Granit (Lausitz): siehe Tab. 6, 10 und aus HAMMER (1996); Daten für Elbe-Zone und Schwarzbürger Sattel aus GEHMLICH et al. (1996, 1998). Zum Vergleich ist der Variationsbereich für die ordovizischen Rotgneise des Erzgebirges angegeben.

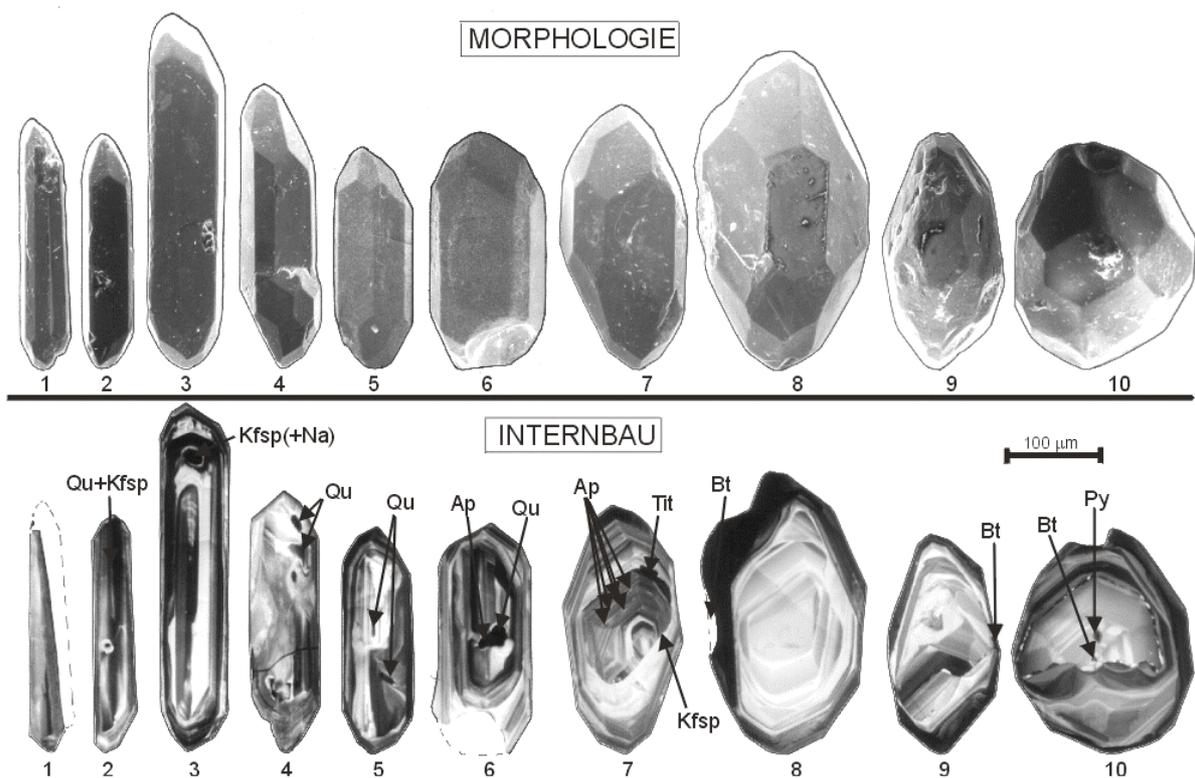


Abb. 5-2-17: Die Zirkonpopulation des Rumburger Granites am Beispiel ausgewählter typischer Zirkone. Die Morphologie der Zirkone wurde am Rasterelektronenmikroskop mittels Sekundärelektronen-Aufnahmen (SEM), die Internstruktur mittels Kathodolumineszenz-Aufnahmen (CL) dokumentiert. Bei übereinstimmenden Nummern der Zirkone wurde die Morphologie und der Internbau am gleichen Zirkon bestimmt.

HAMMER et al. (1999) stellte außerdem erstmals die Grob- und Riesenkörnigkeit des Rumburger Granits im Vergleich zu den cadomischen Granitoiden der Lausitz heraus. In seiner grobkörnigen Struktur ähnelt der Rumburger Granit den ordovizischen Reliktgraniten des Erzgebirges. Von HAMMER et al. (1999) durchgeführte isotopengeochemische Untersuchungen erbrachten ähnliche ϵ_{Nd} -Werte wie für die ordovizischen Rotgneise des Erzgebirges (von -5.8 bis -6.5).

Somit zeigt der Rumburger Granit in seiner geochemischen Elementverteilung und vorwiegend grobkörnigen Struktur deutliche Unterschiede im Vergleich zu den cadomischen Granitoiden der Lausitz, während isotopengeochemisch nur geringfügige und zirkonmorphologisch (Abb. 5-2-17) keine Abweichungen zu erkennen sind.

5.2.2.2 SCHWARZBURGER SATTEL

Frühpaläozoische Alter von sauren Magmatiten des Schwarzburger Sattels wurden in GEHMLICH et al. (1996, 1997a, c) und LINNEMANN et al. (1999, 2000) aufgeführt. Danach hat der Blambachtal-Rhyolith, der sich an der Basis des paläozoischen Profils befindet, ein Alter von 487 ± 6 Ma. Weitere ordovizische Magmatite des Schwarzburger Sattels sind der Porphyroid vom Bäreniegel (479 ± 2 Ma), der Wurzelberg-Tuff (484 ± 5 Ma) sowie der Porphyroid Böhlen (495 ± 9 Ma). Bei Gräfenborn sind in einem Granit (K 6) und einem Rhyolith (K 8) gleichfalls ordovizische Zirkone gefunden worden (LINNEMANN et al., 1999). Geochemisch unterscheiden sich die meisten ordovizischen Rhyolithe des Schwarzburger Sattels von deren cadomischen Graniten durch stark abgereicherte SEE-Gehalte, insbesondere der leichten SEE (GEHMLICH et al., 1998). Ähnliche Elementverteilungen sind für die erzgebirgischen Rotgneise und den Rumburger Granit typisch (Abb. 5-2-16).

Zirkonmorphologisch lassen sich mehrere Zirkongruppen aushalten (Gehmlich, persönliche Mitteilung): In einigen Proben ist das dominierende Prisma [100], in anderen wiederum [110].

5.2.2.3 ELBE-ZONE

Eine neuere geochemische und geochronologische Bearbeitung erfuhren die Meta-Magmatite der Elbe-Zone durch GEHMLICH et al. (1996, 1997a, c) und LINNEMANN et al. (2000). Danach gehören der Serizitgneis (486 ± 4 Ma) und der Turmalingranit (485 ± 6 Ma) zu den frühpaläozoischen Magmatiten (LINNEMANN et al., 2000). Wie die ordovizischen Magmatite der anderen Regionen weisen auch sie Ähnlichkeiten in ihrer geochemischen Zusammensetzung zu den erzgebirgischen Rotgneisen auf (Abb. 5-2-16). Zirkone aus den

ordovizischen Meta-Magmatiten sind morphologisch nicht von denen der spätcadomischen Granodiorite der Elbe-Zone zu unterscheiden: dominant ausgebildet ist jeweils das [110]-Prisma. (Abb. 5-2-15).

5.2.3 Neoproterozoisch - frühpaläozoische magmatische Zeitmarken des Saxothuringikums

Zirkondatierungen von Magmatiten und Grauwacken aus verschiedenen geologischen Einheiten des Saxothuringikums ergaben drei gut reproduzierbare Zeitmarken (Abb. 5-2-18): frühcadomisch (ca. 575 Ma), spätcadomisch (540 – 530 Ma) und ordovizisch (500 – 470 Ma).

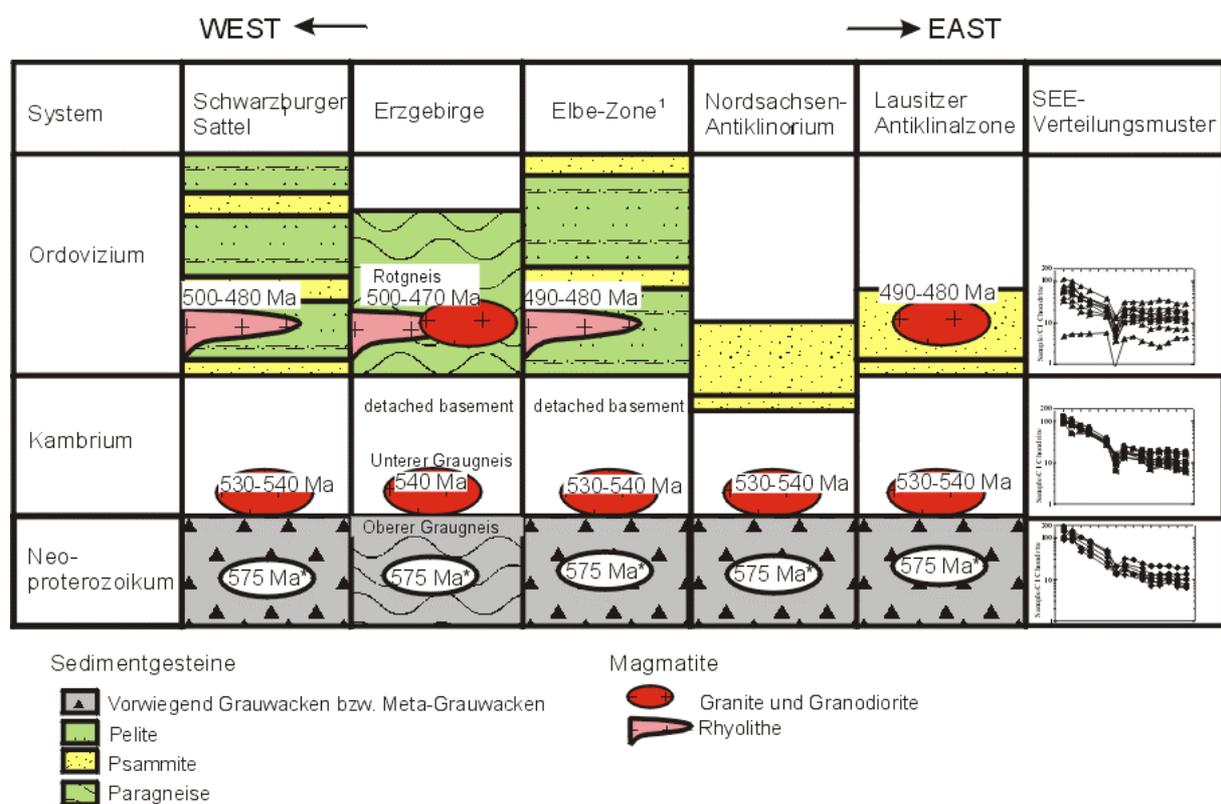


Abb. 5-2-18: Magmatische Zeitmarken verschiedener geologischer Einheiten des Saxothuringikums (nach TICHOMIROWA et al., 2001) mit ihren charakteristischen SEE-Verteilungsmustern.

Ca. 575 Ma alte Zirkone sind in den Grauwacken und geröllführenden Schichten (vorwiegend Granit- und Rhyolithgerölle) des cadomischen Basements zu finden und in der Lausitz zum Teil auch in den ZGd erhalten geblieben. Diese Zirkone unterscheiden sich in ihrer Morphologie (das [100]-Prisma dominiert) und ihrem Internbau (eng zonierte Kathodolumineszenzstrukturen, zahlreiche Apatiteinschlüsse) deutlich von allen anderen Altbestandszirkonen und sind in allen vier untersuchten Einheiten des Saxothuringikums

(Erzgebirge, Lausitz, Schwarzbürger Sattel, Elbe-Zone) gefunden worden. Die Grauwacken werden nach Untersuchungen ihrer detritischen Zusammensetzung vorwiegend von sauren Plutoniten (80-85%) und Vulkaniten (7-12%) abgeleitet (KEMNITZ & BUDZINSKI, 1994). Da die ca. 575 Ma alten Zirkone sowohl in Grauwacken als auch in Granit- und Rhyolithgeröllen gefunden wurden (vgl. GEHMLICH et al., 1997d; LINNEMANN et al., 2000), kann man diese Zirkone insgesamt den magmatischen, vorwiegend sauren Liefergesteinen der Grauwacken zuordnen. Damit belegen diese Zirkone einen für das Saxothuringikum weit verbreiteten neoproterozoischen Magmatismus um ca. 575 Ma. Die magmatischen Liefergesteine der Grauwacken sind weder in der Lausitz, noch im Schwarzbürger Sattel oder der Elbe-Zone aufgeschlossen und wahrscheinlich vollkommen erodiert worden. Die Tracht der ca. 575 Ma alten Zirkone ($[100] > [110]$) entspricht relativ trockenen I-Typ Magmen (VAVRA, 1994).

Veränderliche Anteile stofflich unterschiedlicher Eduktkomponenten (mit absoluter Dominanz saurer Magmatite) sind für die relativ große geochemische Variabilität der Grauwacken verantwortlich. Die plattentektonische Position der Bildung der Grauwacken entspricht Bedingungen des kontinentalen Inselbogens (z.B. KEMNITZ & BUDZINSKI, 1994; HAMMER, 1996; LINNEMANN et al., 2000). Die mächtigen Grauwacken-Abfolgen sind demzufolge durch relativ schnelle und intensive Abtragung (in einem kurzen Zeitraum zwischen 575 und 540 Ma) magmatischer kontinentaler Inselbögen in einem fore-arc Becken entstanden. Die geochemischen Merkmale und die Zirkoncharakteristik der Grauwacken weisen auf einen weitgehend einfachen und gleichmäßigen Aufbau der als Abtragungsgebiete dienenden Inselbögen hin.

Spätcadomische, **540 – 530 Ma** alte, saure Magmatite treten zumeist als mittel- bis grobkörnige Biotit-führende (Meta-)Granite/Granodiorite in den geologischen Einheiten des Saxothuringikums auf. Sie sind das Produkt von Teilschmelzen, die bei 800 - 850°C (vgl. Abschnitt 4.1.3 und 5.2.1.2.1) in der Unterkruste gebildet wurden und in höhere Krustenbereiche intrudierten. Die Intrusion der sauren Magmatite muss in einem syn- bis posttektonischem Stadium der cadomischen Orogenese erfolgt sein, da die Granitoide der Lausitz (im Gegensatz zu den Grauwacken) nicht deformiert sind.

Die Zirkonpopulation der mittel- bis grobkörnigen Biotit-führenden (Meta-)Granitoide wird durch neugebildete, langprismatische Zirkone geprägt, die in der magmatischen Schmelze entstanden sind. Zumeist ist bei diesen Zirkonen das $[110]$ -Prisma dominierend, nur im Glasbach-Granit des Schwarzbürger Sattels dominiert das $[100]$ -Prisma. In den (Meta-)Granitoiden lassen sich zahlreiche Altbestandsrelikte (Xenolithe, Zirkonaltbestand)

beobachten, die eine Entstehung der magmatischen Gesteine durch Aufschmelzung cadomischer Grauwacken-Edukte wahrscheinlich machen. Gestützt wird dies durch vergleichbare geochemische Elementverteilungsmuster und ähnliche Altersbereiche der Altbestandszirkone der cadomischen Grauwacken und der spätcadomischen (Meta-)Granitoide.

Als Übergangsgestein zwischen Grauwacken und spätcadomischen (Meta-)Granitoiden können die Lausitzer Zweiglimmergranodiorite (ZGd) bzw. Muskowit- und Biotit-führenden Granodiorite (MBGd) betrachtet werden. Der hohe Anteil reliktsicher Strukturen (Xenolithe, Zirkonaltbodystand) und die nur schwach ausgeprägte Zirkonneubildung, sowie der zum Teil migmatitartige Charakter der ZGd lassen auf ihre metatektische-diatektische Genese aus Grauwacken-Edukten mit geringen Intrusionsweiten und im Vergleich zu den Biotit-führenden Granodioriten (BGd) der Lausitz wesentlich geringeren Aufschmelzgraden schließen. Die Schmelzbildung der ZGd, MBGd und BGd erfolgte wahrscheinlich in kurz aufeinanderfolgenden Zeitabständen (Pulsen) während des spätcadomischen thermischen Ereignisses (540 – 530 Ma). Aufgrund ähnlicher Zirkonpopulationen und vergleichbarer Altersbereiche der Zirkone sind die Mischgneise des Erzgebirges (graue Augengneise, Feldspat-blastische Gneise, Muldaer Granitgneis) vermutlich metamorphe Äquivalente der ZGd/MBGd der Lausitz.

Die Bildung der ordovizischen (**500 – 470 Ma**) Magmatite wird mit Riftprozessen in Verbindung gebracht, die zum Abspalten des Saxothuringischen Terranes von Gondwana führten (z.B. LINNEMANN & BUSCHMANN, 1995; RÖTZLER et al., 1997). Die sauren Magmatite weisen im wesentlichen Krustenmerkmale auf (Zirkontracht, ϵ_{Nd} -Wert) und belegen eine weitreichende Aufheizung der Unter(?)kruste im Ordovizium. Vulkanite, die in der Regel als geringmächtige Zwischenlagen auftreten, sind im Schwarzburger Sattel, der Elbe-Zone und im Erzgebirge bekannt. Dagegen sind saure Plutonite zwar in der Lausitzer Antiklinalzone, dem Erzgebirge und der Elbe-Zone bekannt, jedoch nicht im Schwarzburger Sattel. Die ordovizischen Plutonite bilden zumeist grob- bis riesenkörnige Granitoidkuppeln, die sich oftmals in tektonischen Grenzbereichen befinden und wahrscheinlich frühere Schwächezonen zum Aufstieg genutzt haben (z.B. Turmalingranit an der Mittelsächsischen Störung, Rumburger Granit an der Lausitzer Überschiebung, Reitzenhainer-Katharinberger Kuppel in der Flöhazone). Die magmatische Kristallisationsfraktionierung (z.B. Plagioklas-Biotit-Fraktionierung, vgl. Abschnitt 4.3.3) führte zu einer teilweisen Veränderung der geochemischen Verteilungsmuster der ordovizischen Magmatite im Vergleich zum cadomischen Basement (Abb. 5-2-18, z.B. flachere SEE-Verteilungsmuster). Ausgehend von

der Elementverteilung der am wenigsten differenzierten ordovizischen Magmatite und dem wahrscheinlich gleichen Zirkonaltbestand, den ϵ_{Nd} -Werten und Nd-Modellaltern ist eine Herkunft der Schmelzen aus dem cadomischen Basement (cadomische Grauwacken oder cadomische Granitoide) denkbar.

5.3 Vergleich der Entwicklung in verschiedenen Einheiten von Cadomia

5.3.1 Präkambrische Krustenanteile

5.3.1.1 SAXOTHURINGISCHES TERRANE

Die durchgeführten Zirkondatierungen liefern neben den neoproterozoisch-frühpäozoischen magmatischen Zeitmarken eine Vielzahl von Altbestandsdaten detritischer Zirkone. Hinweise auf Anteile von präkambrischer Kruste in den untersuchten Gesteinen der saxothuringischen Einheiten geben gleichzeitig Nd-Modellalter. HEGNER & KRÖNER (2000) verwendeten die Häufigkeitsverteilung von $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsaltern detritischer Zirkone im Zusammenhang mit Nd-Modellaltern zur Diskussion über die Herkunft der prävariszischen Kruste des östlichen Böhmisches Massivs. Eine Zusammenstellung von 64 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Zirkonevaporationsdaten aus dem Erzgebirge ergab ein offensichtliches Maximum bei ca. 1100 - 1000 Ma. Die Autoren interpretierten dieses Maximum als Nachweis von verstärkter Krustenbildung während der Grenville-Orogenese. Unter Verwendung von weiteren $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsdaten und Nd-Modellaltern aus anderen Struktureinheiten des Böhmisches Massivs schlossen HEGNER & KRÖNER (2000) auf eine Ableitung des präkambrischen Basements des nördlichen und nordöstlichen Teils des Böhmisches Massivs vom Amazonischen Kraton.

LINNEMANN et al. (2000) stellten 100 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter detritischer Zirkone aus verschiedenen Einheiten des Saxothuringikums in ähnlicher Weise zusammen. Danach wäre das Präkambrium des Saxothuringikums aus einer Mischung von Krustenanteilen des Amazonischen und West-Afrikanischen Kratons hervorgegangen.

Eine Zusammenstellung von 193 Zirkonevaporationsdaten mit $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Altern >600 Ma für Erzgebirge, Lausitz, Schwarzburger Sattel und Elbe-Zone gibt Abb. 5-3-1. Die Altersdaten wurden in den letzten fünf Jahren im isotopengeochemischen Labor Freiberg im Rahmen verschiedener Forschungsprojekte gewonnen. Zum Vergleich sind die Häufigkeitsverteilungen für Erzgebirge und Lausitz von HEGNER & KRÖNER (2000), die Bereiche der Nd-Modellalter der untersuchten Gesteine sowie die Orogenzyklen des West-Afrikanischen und Amazonischen Kratons eingetragen. Aus dieser Zusammenstellung wird ersichtlich, dass die Häufigkeitsverteilung der im Freiburger Isotopenlabor ermittelten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter detritischer Zirkone weder für das Erzgebirge, noch für die Lausitz mit der von HEGNER & KRÖNER (2000) übereinstimmt. Nach unseren Daten zeigen die detritischen Zirkone des Erzgebirges nicht das von HEGNER & KRÖNER (2000) bestimmte Maximum um 1100 - 1000 Ma. Vermutlich ist die Häufigkeitsverteilung der

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter detritischer Zirkone durch unterschiedliche Zirkonauswahlkriterien der Bearbeiter bestimmt worden und daher eher zufällig. Das bedeutet, dass häufig auftretende (oder gar einzelne) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter detritischer Zirkone (vgl. LINNEMANN et al., 2000) nicht unbedingt mit bekannten Orogenzyklen der alten Kratone gleichzusetzen sind. Unter Einbeziehung weiterer Informationen (insbesondere **konkordanter** U/Pb-SHRIMP-Alter) ist jedoch eine Verwendung der Evaporationsalter zur Diskussion über die Herkunft alter Krustenbestandteile möglich. Zirkonevaporationsalter können generell als Mindestalter betrachtet werden. Auf dieser Grundlage erfolgt die weitere Diskussion der Altbestandsdaten.

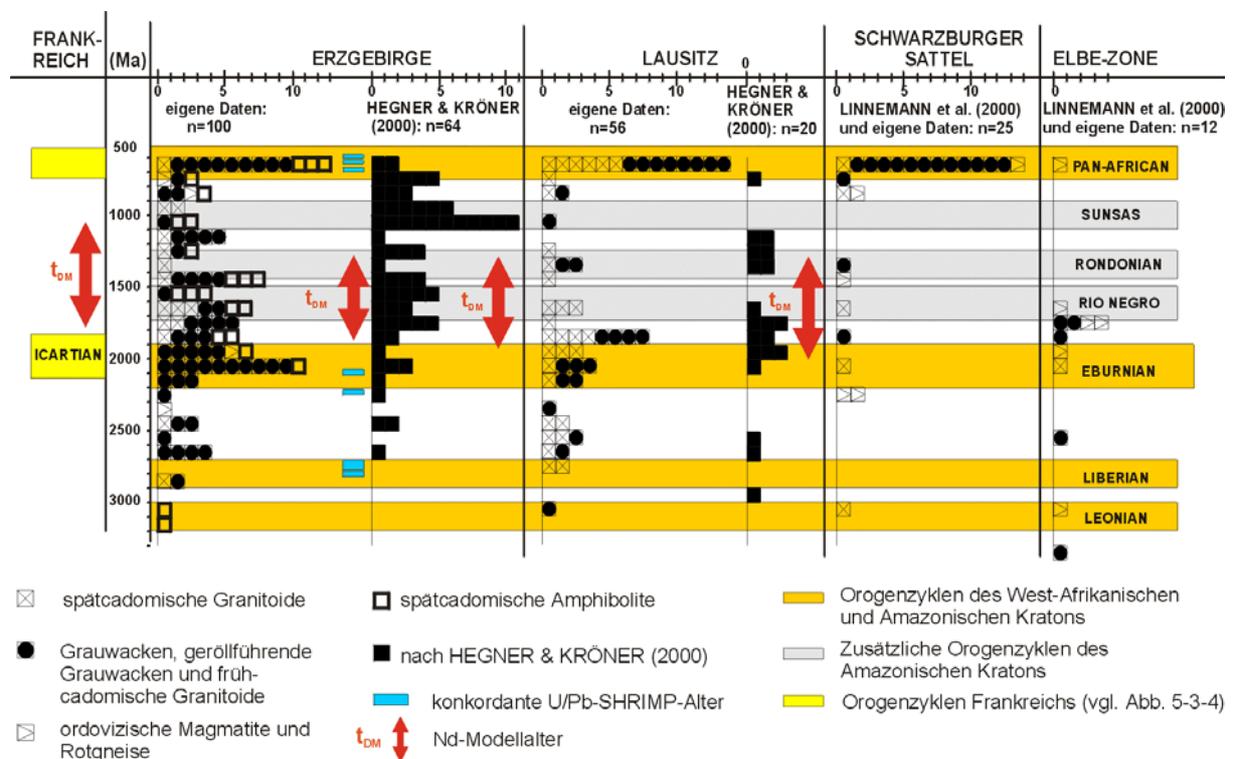


Abb. 5-3-1: Häufigkeitsverteilung von $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsaltern >600 Ma detritischer Zirkone des Saxothuringikums im Vergleich zu den Nd-Modellaltern der Gesteine und den Orogenzyklen des Westafrikanischen und Amazonischen Kratons. Für das Erzgebirge sind außerdem konkordante U/Pb-SHRIMP-Alter (vgl. Abschnitte 4.1.6 und 4.2.6) angegeben.

Die Zusammenstellung der Evaporationsalter (Abb. 5-3-1) zeigt, dass die untersuchten Gesteine Anteile von Kruste verschiedener Altersstadien enthalten müssen.

Die älteste Komponente wird durch Alter >3000 Ma belegt, welche in allen vier hier betrachteten saxothuringischen Einheiten gefunden wurde (3307 bis 3048 Ma), jedoch nur

vereinzelt auftritt. Somit sind seltene Relikte einer sehr alten archaischen Kruste (>3000 Ma) in den Gesteinen erhalten geblieben.

Etwas häufiger sind $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter im Bereich von 3000 bis 2200 Ma. Viele Messspektren zeigen jedoch starke Änderungen der Alter während des Messvorgangs und deuten somit auf Mischalter hin (Abb. 5-3-2). Eine gut definierte Altersstufe von ca. **2800 - 2700 Ma**, die nicht auf Mischalter zurückzuführen ist, wird durch die U/Pb-SHRIMP-Analysen belegt (vgl. Abschnitte 4.1.6 und 4.2.6). Zirkone dieses zweiten archaischen Altersspektrums (2800 - 2700 Ma) treten als Zirkonkerne in den Unteren Graugneisen auf, die durch äußerst geringe U-Gehalte und eine sehr intensive Kathodolumineszenz auffallen (vgl. Abb. 4-1-8, Tab. 22). Solche Kerne sind immer wieder in den Zirkonen der Unteren Graugneise beschrieben worden. In den Oberen Graugneisen gibt es vereinzelt Zirkone mit dieser Altersgruppe, die aber intern normal zoniert sein können (vgl. Abb. 4-2-11).

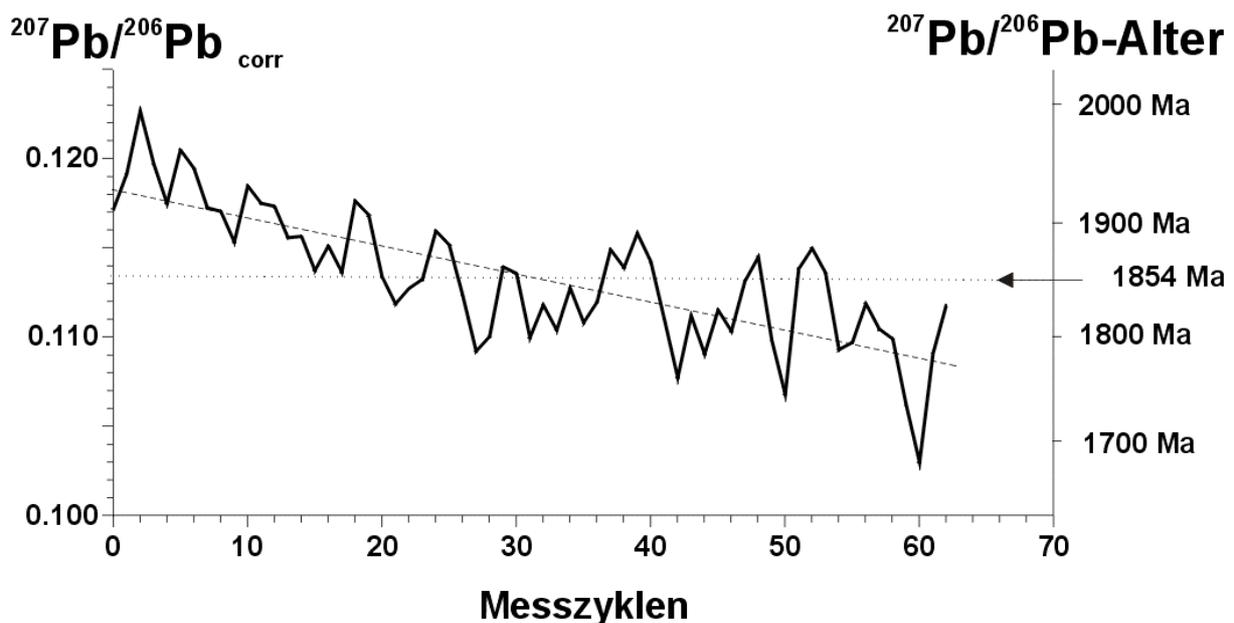


Abb. 5-3-2: Starke Veränderung des $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alters während der Messung eines Zirkons ("schiefes Messspektrum") am Beispiel des Zirkons 60 der Probe 95 (Kit 1b). Das $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter ändert sich von ca. 1950 auf ca. 1750 Ma. Das mittlere $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter beträgt 1854 ± 15 Ma. Bei der Überdampfung auf das gegenüberliegende Ionisationsbändchen werden die inneren Bereiche des Zirkons zuletzt freigesetzt und bei der darauffolgenden Messung vom Ionisationsbändchen zuerst gemessen, so dass es infolge des älteren Kerns während der Messung zu einem starken Altersabfall des Alters kommt.

Deutlich mehr Zirkone besitzen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter <2200 Ma. Für den Bereich **2250 - 2000 Ma** sind nahezu konkordante Alter mit der U/Pb-SHRIMP Methode an Zirkonen aus den Oberen und Unteren Graugneisen des Erzgebirges bekannt (vgl. Abb. 5-3-3, Tab. 22). BUSCHMANN et al. (2000) geben ca. 2000 Ma U/Pb-SHRIMP-Alter von Zirkonen aus Grauwacken der Rothstein-Formation (Delitzsch-Torgau-Doberlug-Synklinorium) an. Kretazische Quarzsande des Saxothuringikums enthalten ca. 2200 Ma alte Zirkone bzw. Zirkonkerne, die mittels U/Pb-SHRIMP-Messungen bestimmt wurden (NASDALA et al., 1998, GÖTZE et al., 1999). Auch in den Grauwacken der Lausitz treten verstärkt Zirkone mit $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter in diesem Bereich auf (vgl. Abb. 5-3-1). Obwohl einige Zirkone dieser Altersgruppe der Oberen Graugneise des Erzgebirges durch geringe Kontraste bzw. "verwischte" Internstrukturen im CL-Bild auffallen (vgl. Abb. 4-2-11), lassen sich generell keine eindeutigen Unterschiede zum Internbau von Zirkonen aus anderen präkambrischen Altersbereichen erkennen. Somit ist es schwierig, den Mengenanteil dieser paläoproterozoischen Krustenkomponente abzuschätzen.

Der mengenmäßig größte Anteil wird durch Zirkone mit $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsaltern <2000 Ma gebildet. Von KRÖNER et al. (1995) und HEGNER & KRÖNER (2000) werden mesoproterozoische Zirkonalter als Nachweis von verstärkter Krustenbildung während der Grenville-Orogenese gedeutet. Diese Annahme steht im Einklang mit Nd-Modellaltern der Gesteine, die vorwiegend zwischen 1800 und 1400 Ma liegen (vgl. Abb. 5-3-1). Für diesen Zeitabschnitt ist für den West-Afrikanischen Kraton bisher kein Orogenzyklus nachgewiesen worden. Es ist daher besonders wichtig zu klären, welche Bedeutung den $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsaltern dieses Altersbereichs zukommt. Folgende Beobachtungen weisen darauf hin, dass Evaporationsalter zwischen 2000 und 700 Ma wahrscheinlich Mischalter darstellen:

- Für den Altersbereich von 2000 bis 700 Ma sind keine konkordanten U/Pb-Zirkonalter aus dem Saxothuringikum bekannt. Die Verbindung diskordanter U/Pb-Daten (konventionelle Daten, sowie SHRIMP-Daten) ergibt im U-Pb-Diagramm einen fächerähnlichen Bereich, der von zwei Diskordia begrenzt ist. Die ungefähren Schnittpunkte der dieses Feld nach oben begrenzenden Diskordia liegen bei ca. 2000 Ma bzw. 1000 Ma (Abb. 5-3-3). Es ist somit wahrscheinlich, dass diskordante $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Zirkonalter zwischen 2000 und 1000 Ma kein geologisches Ereignis widerspiegeln, da sie entweder Mischalter darstellen oder die primäre Altersinformation infolge Bleiverlust verloren gegangen ist. Die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter lassen sich anhand dieses Diagramms (Abb. 5-3-3) sehr gut als Mischung von paläoproterozoischen oder älteren (>2000 Ma) und neoproterozoischen (ca.

550 bis 700 Ma) Quellen erklären. Eine deutliche Häufung nahezu konkordanter U/Pb-Alter ist im Bereich 700 - 550 Ma zu beobachten (vgl. Tab. 15 und 22).

- Viele Zirkone mit Evaporationsaltern zwischen 700 und 2000 Ma zeigen erhebliche Änderungen ihrer $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter im Verlauf des Messvorgangs (vgl. Abb. 5-3-2), was wahrscheinlich das Vorhandensein von zwei Altersquellen im entsprechenden Zirkonkorn anzeigt.

Für die Interpretation der zumeist mesoproterozoischen Nd-Modellalter würde das bedeuten, dass sie nicht als Indiz eines Krustenbildungszyklus gelten können. Vielmehr sind sie gleichfalls das Ergebnis der Mischung von vorwiegend paläoproterozoischer und neoproterozoischer Kruste mit untergeordneten Anteilen archaischer Kruste, wie bereits LIEW & HOFMANN (1988) für das Böhmisches Massiv postulierten.

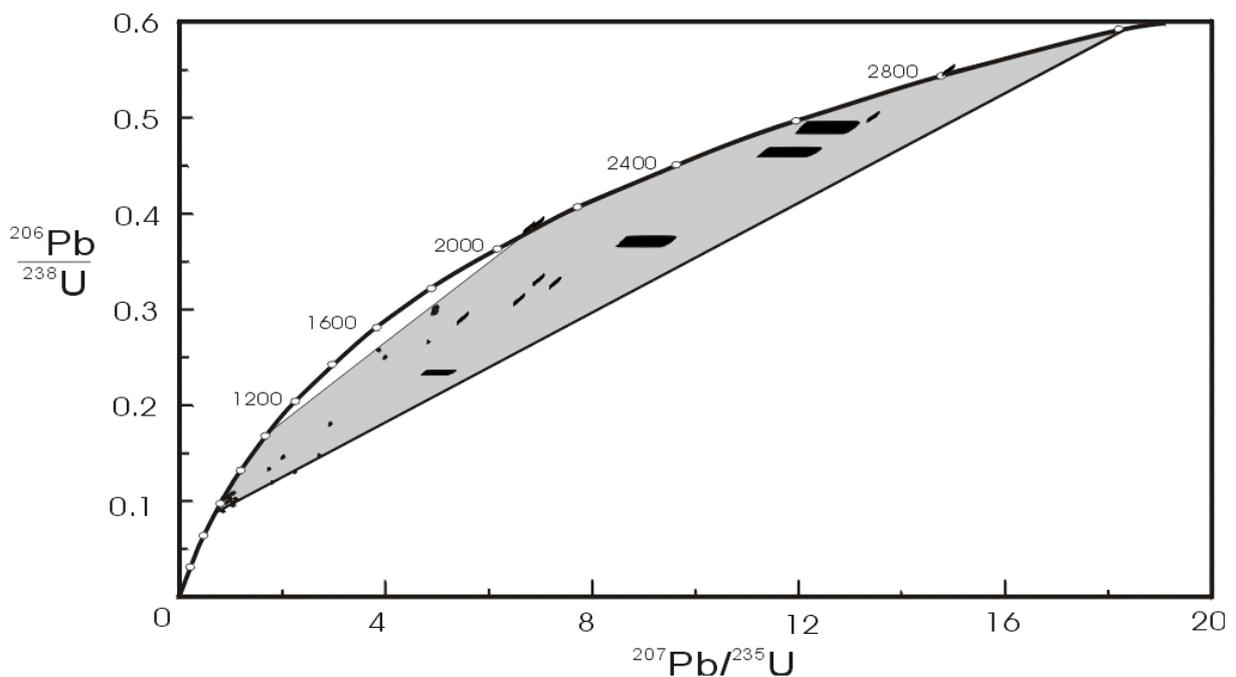


Abb. 5-3-3: Die Zusammenstellung aller U/Pb-Daten der Gneise des Erzgebirges (vgl. Abschnitt 4.1.6 und 4.2.6) im Konkordia-Diagramm ergibt einen fächerähnlichen Bereich, dessen obere Diskordia die Konkordia bei ca. 1000 Ma und ca. 2000 Ma schneidet. Konventionelle Analysen sind infolge kleinerer Fehler als Punkte erkennbar, SHRIMP-Analysen bilden größere Fehlerboxen.

Betrachten wir den Altersbereich 700 - 600 Ma, so sind sowohl reproduzierbare $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter als auch konkordante U/Pb-Zirkonalter bestimmt worden, die jedoch nicht

sehr häufig auftreten. LINNEMANN et al. (2000) geben ein mittleres $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter für Zirkone eines Granitgeröll- und Grauwackengeröll-führenden Konglomerates aus der Frohnberger Gruppe des Schwarzburger Sattel mit 629 ± 4 Ma ($n=7$) an. Vereinzelt wurden ähnliche $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter von Zirkonen der Orthogneise und der (Meta)-Grauwacken des Erzgebirges, der Lausitz und des Schwarzburger Sattels ermittelt (vgl. Abb. 5-3-1). Auch die U/Pb-SHRIMP-Daten aus den Graugneisen des Erzgebirges weisen auf diesen Altersbereich hin (vgl. Abschnitt 4.1.6, 4.2.6). Nahezu konkordante U/Pb-SHRIMP-Alter im Bereich von 700 bis 580 Ma wurden gleichfalls an Zirkonen aus Grauwacken der Rothstein-Formation (Delitzsch-Torgau-Doberlug-Synklinorium) bestimmt (BUSCHMANN et al., 2000). Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass eine neoproterozoische Komponente (**700 - 600 Ma?**) in den Grauwacken untergeordnet vertreten ist.

Eine dominierende und gut bestimmbare Komponente des Altbestandes bilden **ca. 575 Ma** alte Zirkone der Grauwacken und geröllführenden Schichten (vorwiegend Granit- und Rhyolithgerölle) des cadomischen Basements, die somit einen weit verbreiteten neoproterozoischen Magmatismus um ca. 575 Ma für das Saxothuringikum belegen (vgl. Abschnitt 5.2.3).

Obwohl die variszische tektono-metamorphe Überprägung die präkambrischen Gesteine mit unterschiedlicher Intensität geprägt hat, zeigen die durchgeführten Untersuchungen, dass die saxothuringischen Einheiten eine ähnliche präkambrische Entwicklungsgeschichte durchlaufen haben müssen. Zusammenfassend können folgende Komponenten präkambrischer Kruste mit hinreichender Sicherheit identifiziert werden:

- Seltene archaische Komponenten >3000 Ma (3300 bis 3000 Ma)
- Spätarchaische Krustenanteile (2800 - 2700 Ma)
- Paläoproterozoische Krustenanteile (2250 - 2000 Ma)
- Neoproterozoische Magmatite eines kontinentalen Inselbogens (untergeordnet ca. 700 - 600 Ma und ein weit verbreiteter ca. 575 Ma alter Magmatismus).

Die Ablagerung der saxothuringischen Grauwacken erfolgte nach 575 Ma. Den Abschluss der präkambrischen Entwicklung markiert die cadomische Orogenese, in deren Folge die Grauwacken gefaltet wurden, bevor mit der Ausbildung der spätcadomischen Granitoide ihr thermaler Höhepunkt erreicht wurde (540 - 530 Ma).

Die abgeleiteten Altersbereiche von detritischen Zirkonen des saxothuringischen Präkambriums korrelieren sehr gut mit den für den West-Afrikanischen Kraton bekannten magmatischen Zeitmarken (vgl. Abb. 5-3-1) und belegen die Zugehörigkeit der

saxothuringischen Einheiten zu Gondwana. Gleichzeitig belegen die oben genannten präkambrischen Altersmarken die Zugehörigkeit der untersuchten saxothuringischen Einheiten zu Cadomia. Das Fehlen detritischer Zirkone mit konkordanten U/Pb-Altern von 2000 bis 700 Ma unterscheidet die saxothuringischen Einheiten von avalonischen Terranes und macht eine Zugehörigkeit zu Baltica, wie sie KRÖNER et al. (1995) postuliert hat, bzw. eine Ableitung vom Amazonischen Kraton (von HEGNER & KRÖNER, 2000 vorgeschlagen) unwahrscheinlich.

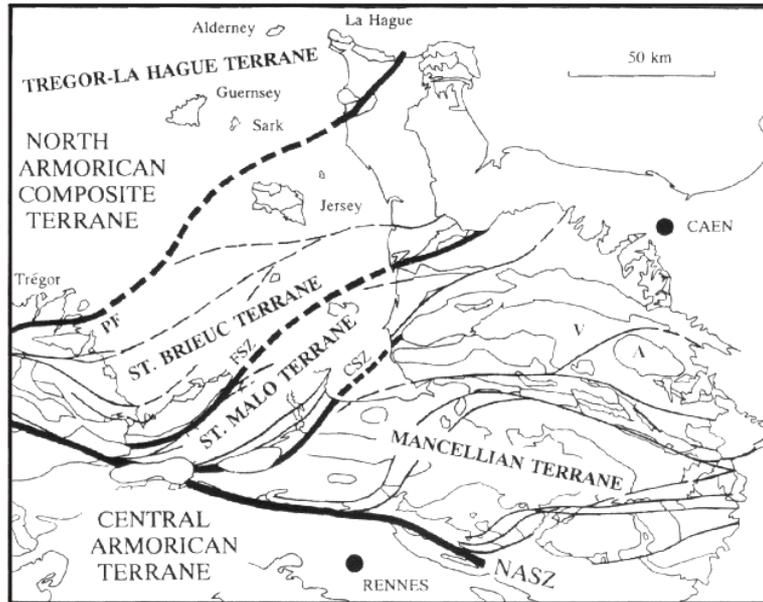
5.3.1.2 CADOMIA

In der präkambrischen Entwicklung der vier Einheiten des Saxothuringikums (Erzgebirge, Lausitz, Schwarzburger Sattel, Elbe-Zone), des Armorikanischen Massivs in NW-Frankreich (Abb. 5-3-4) und von Teilen Spaniens (Ossa Morena Zone, Zentrale Iberische Zone) lassen sich übereinstimmende geologische Abläufe verfolgen.

Einige der in den saxothuringischen Einheiten Deutschlands nur anhand von detritischen Zirkonen indirekt nachgewiesenen präkambrischen Ereignisse können in Frankreich als anstehende metamorphisierte Orthogesteine unmittelbar beobachtet werden. Dazu gehören der ca. 2000 Ma alte Icart-Granitgneis, die ca. 650 Ma alten Granitgerölle in der Lanvollon-Formation, der ca. 640 bis 620 Ma alte Treguier-Tuff und Treguier-Batholith, die vor ca. 570 Ma intrudierten Diorite der Saint-Quay-Portrieux-Intrusion (z.B. EGAL et al., 1996; vgl. Abb. 5-3-4).

Auch die geochemischen Merkmale einiger Formationen (z.B. saure Äquivalente der Lannion- und Lanvollon-Formation) weisen Ähnlichkeiten zu den neoproterozoischen Gesteinen (Grauwacken) der saxothuringischen Einheiten Deutschlands auf (angereicherte LSEE, schwach ausgeprägte Eu-Anomalie, vgl. EGAL et al., 1996). EGAL et al. (1996) interpretieren den Chemismus dieser Magmatite als Ergebnis kombinierter Prozesse von Assimilation and Kristallisationsfraktionierung während der Magmenevolution.

Zirkone aus Grauwacken der Ossa Morena Zone (Spanien) erbrachten ähnliche Altersspektrn (SCHÄFER et al., 1993) wie die der Grauwacken der saxothuringischen Einheiten. Konkordante U/Pb-Alter werden von SCHÄFER et al. (1993) als Hinweis auf zwei magmatische Ereignisse gedeutet (ca. 700 Ma, ca. 645 - 600 Ma). Außerdem sind frühcadomische Magmatite (ca. 585 Ma) in der Ossa Morena Zone datiert worden (OCHSNER, 1993).



Tregor-La Hague Terrane	Saint Brieuc Terrane	Saint Malo Terrane	Mancellian Terrane
<u>2000 - 1800 Ma</u> Icartian basement	?	?	?
<u>700 - 650 Ma</u> Early arc plutonism (Guernsey) Regional deformation and metamorphism	<u>750 - 650 Ma</u> Early arc plutonism (Penthièvre complex) Regional deformation and metamorphism	?	?
<u>ca. 615 Ma</u> North Tregor Batholith		?	?
<u>600 Ma</u> Uplift and cooling	<u>600 - 590 Ma</u> Brioverian volcanism and sedimentation	<u>600 - 590? Ma</u> Brioverian sedimentation	<u>600 - 590? Ma</u> Brioverian sedimentation
<u>ca. 570 Ma</u> Post-tectonic gabbro and diorite complexes	<u>ca. 570 Ma</u> Transpressional deformation and metamorphism; plutonism	<u>ca. 570? Ma</u> Regional deformation	<u>ca. 570? Ma</u> Regional deformation
		<u>570 - 550 Ma</u> Progressive heating and initiation of anatexis	<u>570 - 550 Ma</u> Progressive heating and initiation of anatexis
		<u>ca. 550 - 540 Ma</u> Peak anatexis, transpressional deformation, and syn-tectonic emplacement of anatectic granites into sinistral shear zones	<u>ca. 550 - 540 Ma</u> Emplacement of Mancellian granites into sinistral pull-apart zones

Abb. 5-3-4: Wichtigste Segmente (Terrane) des Armorikanischen Massivs sowie deren magmatische und metamorphe Zeitmarken (nach STRACHAN et al., 1996).

Entsprechend den ermittelten Zeitmarken für Altbestandszirkone (z.B. PAQUETTE et al., 1985; OCHSNER, 1993; SCHÄFER et al., 1993) und der ϵ_{Nd} -Werte für paläozoische *overstep*-Sedimente und Magmatite (z.B. NÄGLER et al., 1995; MICHARD et al., 1985; D'Lemos & BROWN, 1993) kann neben dem Armorikanischen Massiv auch das Iberische Massiv (zumindest die Zentrale Iberische Zone, die Cantabrische Zone und die Ossa Morena Zone) zu Cadomia gerechnet werden. NANCE & MURPHY (1996) haben gezeigt, dass sich avalonische und cadomische Kruste durch ihre isotopengeochemischen Merkmale (ϵ_{Nd} , t_{DM}) unterscheiden. Betrachtet man diese isotopengeochemischen Merkmale als Kriterium der Zugehörigkeit zu Cadomia bzw. zu Avalonia, so weisen große Teile des Moldanubikums (Teile des Böhmisches Massivs, Schwarzwald, Vogesen), des Rhenohercynikums (Harz) und die nach KOSSMAT (1927) zum Saxothuringikum zählenden Massive westlich der von uns untersuchten Einheiten (Odenwald, Spessart, Nord-Vogesen) isotopengeochemische Merkmale auf, die eine Zugehörigkeit dieser Gebiete zu Cadomia wahrscheinlich machen (LIEW & HOFMANN, 1988).

Selten sind für das Moldanubikum auch mesoproterozoische (1200 - 1000 Ma) Zirkonalter nachgewiesen worden (vgl. GEBAUER et al., 1989, U/Pb-SHRIMP: moldanubischer Paragneis in Deutschland, paläozoische Sedimente des Massiv Zentral in Frankreich). Diese Zeitmarke ist bislang in den untersuchten saxothuringischen Einheiten nicht gefunden worden und auch für den Westafrikanischen Kraton nicht bekannt. Der Anteil mesoproterozoischer Zirkone ist vermutlich sehr gering, da dieser Altersbereich durch konventionelle Multikorn-U/Pb-Untersuchungen an Zirkonen auch für das Moldanubikum bisher nicht nachgewiesen wurde (z.B. GRAUERT et al., 1973; KRÖNER et al., 1988).

5.3.2 Spätcadomischer Magmatismus an der Grenze Präkambrium/Kambrium

5.3.2.1 SAXOTHURINGISCHES TERRANE

Die spätcadomischen sauren (Meta-)Magmatite der saxothuringischen Einheiten wurden bereits in Abschnitt 5.2.3 charakterisiert. Die Entstehung der spätcadomischen (Meta-)Granitoide impliziert eine weitreichende Aufheizung der Unterkruste um ca. 540 - 530 Ma. Als eine mögliche Wärmequelle für diese Prozesse käme das Eindringen von basaltischen Schmelzen in die Unterkruste (*basaltic underplating*) in Frage. Kleinere Basit- und Metabasiteinschaltungen sind in allen vier untersuchten Einheiten des Saxothuringikums bekannt. Jedoch fehlen moderne geochronologische Untersuchungen dieser Gesteine, so dass

ihre Alterseinstufung äußerst spekulativ ist. Nur im Bereich des Osterzgebirges wurden die Metabasitlinsen in den letzten Jahren im Rahmen eines Forschungsprojektes geochronologisch eingehend bearbeitet. Nach KÖHLER & TICHOMIROWA (1998) und KÖHLER (2000) lassen sich die Metabasiteinschaltungen im Osterzgebirge in drei Gruppen unterteilen: a) Kalkalkalische intermediäre Gesteine (ehemalige Andesite/Dazite), die als Feldspat-Amphibolite bzw. Hornblendegneise auftreten, b) Alkalische Basalte mit geochemischen Merkmalen von Intraplatten-Basalten, jetzt als Eklogit-Amphibolite, Granat-Amphibolite und gewöhnliche Amphibolite ausgebildet und c) tholeiitische MOR-Basalte, jetzt als Hornblende-Eklogite oder Granat-Amphibolite vorliegend. Die erste Gruppe enthält Zirkone, die nach ihrer Morphologie S-Typ Magmatiten entspricht. Die Datierung der langprismatischen Zirkone ergab spätcadomische Alter zwischen 535 und 541 Ma (KÖHLER, 2000) und liegt innerhalb des Fehlerbereichs der Alter für die spätcadomischen (Meta-)Granodiorite. Alle geochemischen und isotopengeochemischen Charakteristika weisen vorrangig Krustenmerkmale auf. Damit können diese intermediären Magmatite im wesentlichen als Bindeglied zwischen den spätcadomischen (Meta-)Basiten (siehe unten) und (Meta-)Granodioriten betrachtet werden. Der zweite Typ der Metabasiteinschaltungen (tholeiitische Basalte mit Intraplatten-Merkmalen) lieferte im wesentlichen karbonische und devonische Alter und soll hier nicht näher betrachtet werden. In Hornblende-Eklogiten, die nach geochemischen Merkmalen zu den tholeiitischen MOR-Basalten (3. Gruppe der Metabasiteinschaltungen) gerechnet werden können, wurden gleichfalls Zirkone gefunden. Die Morphologie dieser stärker kantengerundeten Zirkone lässt im Gegensatz zu den Zirkonen aus den intermediären Magmatiten die Dominanz des [100]-Prismas vermuten. Die Zirkone unterscheiden sich außerdem in ihrer Internstruktur. Die ermittelten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporisationsalter der Zirkone der MOR-Basalte belegen jedoch das gleiche Altersintervall von 542 bis 534 Ma und werden aufgrund detaillierter Untersuchungen ihrer Internstruktur als Intrusionsalter interpretiert (KÖHLER, 2000). Nach diesen Ergebnissen muss zumindest für das Erzgebirge ein spätcadomischer bimodaler Magmatismus in Betracht gezogen werden, der mit Extensionsprozessen (MORB) und dem gleichzeitigen Aufschmelzen von Teilen der Unterkruste in Verbindung stand. Eine parallele Bildung intrakrustaler, saurer Magmatite und mantelbezogener, basischer Magmen könnte ähnlich wie zur Zeit an der nordwestamerikanischen Plattengrenze verlaufen sein, wo der mittelozeanische Rücken auf die andine Kruste (aktiver Kontinentrand) trifft und von ihr überfahren wird.

Basite treten auch in weiteren Einheiten des Saxothuringikums auf. KEMNITZ (1998) weist auf zwei unterschiedliche Typen von mafischen Einlagerungen im cadomischen Basement der Lausitzer Antiklinalzone hin: a) tuffitische Grauwacken und b) mafische, magmatische Gesteine. Zum ersten Typ gehört der von GEHMLICH et al. (1977d) und LINNEMANN et al. (2000) datierte Wüsteberg-Tuff (574 bis 565 Ma) und die Xenolith-Linse "Laus 4" in den Lausitzer Grauwacken (Probe 96: 583 Ma, vgl. Abschnitt 5.2.1.2.1). Es handelt sich hierbei um Verwitterungsprodukte mafisch-intermediärer Extrusiva/Intrusiva, die zum magmatischen Inselbogen gehörten und zusammen mit den magmatischen Edukten der Grauwacken abgetragen wurden. Diese zumeist nicht sehr mächtigen Einlagerungen zeichnen sich gegenüber den Grauwacken durch erhöhte CaO-Gehalte aus. Im Erzgebirge könnten eventuell die als Zoisit-(Plagioklas-)Amphibolite bezeichneten Metabasite als Äquivalent dieser Gruppe angesehen werden. Die zweite Gruppe von Metabasiteinschaltungen ist in den Granodioriten und Anatexiten der Lausitz als Xenolithe eingelagert. Nach geochemischen Untersuchungen sind auch in den Lausitzer Granodioriten sowohl N-MORB als auch kalkalkalische Metabasiteinschaltungen zu finden (HAMMER et al., 1998). Eine geochronologische Datierung dieser Gesteine ist bisher nicht erfolgt.

Metabasite der Rothstein-Formation (Delitzsch-Torgau-Doberlug-Synklinorium) wurden von BUSCHMANN (1995) und JONAS et al. (2000) untersucht. Sie konnten E-MORB-Metabasalte und Metaandesite, z.T. mit Pillowstrukturen, kalkalkalische Metabasalte und einige wenige, alkalische Metabasalte aushalten. Die verschiedenen Metabasiteinschaltungen sind in die neoproterozoischen, turbiditischen Grauwackensequenzen eingelagert und zum Teil auch noch in den auflagernden, kambrischen Sequenzen zu beobachten. Die obere zeitliche Grenze dieses basischen Vulkanismus (E-MORB) muss somit in das Kambrium gestellt werden. Der spezifische Charakter des Delitzsch-Torgau-Doberlug-Synklinoriums scheint im Fehlen spätcadomischer Granodiorite, im Vorhandensein von hydrothermalen Cherts und im Auftreten auflagernder kambrischer Sedimente zum Ausdruck zu kommen. Dies könnte auf eine geotektonische Position dieser Einheit nahe eines Inselbogens bzw. ozeanseitig (Fehlen einer mächtigen kontinentalen Kruste) hinweisen, in der später das cadomische Basement mit kambrischen Sedimenten überlagert wurde.

Die vermutlich neoproterozoisch-frühkambrische Altersstellung der Metabasite der Lausitz und des Delitzsch-Torgau-Doberlug-Synklinoriums lässt schließen, dass der Mechanismus eines bimodalen Magmatismus nicht nur für das Erzgebirge zutrifft, sondern für das gesamte Saxothuringikum angenommen werden kann.

5.3.2.2 CADOMIA

Syn- bis posttektonische Granodiorite und Anatexite sind im Armorikanischen Massiv Frankreichs weit verbreitet, insbesondere im Mancellian und Saint Malo Terrane (s. Abb. 5-3-4). Sie intrudierten vor ca. 540 Ma (EGAL et al., 1996) und weisen isotopengeochemische Parallelen zu den Granodioriten der saxothuringischen Einheiten Deutschlands auf (z.B. $\epsilon_{Nd} = -4$ bis -7 ; $t_{DM} = 1700$ bis 1500 Ma, STRACHAN et al., 1996). Einige Granitoide intrudierten dort syntektonisch in sinistrale Scherzonen bzw. pull apart Becken, so dass STRACHAN et al. (1996) eine zweite cadomische Deformationsphase um 550 bis 540 Ma annehmen. Die geochemischen Merkmale und PT-Bedingungen dieser Granitoide weisen auf eine Genese durch intrakrustales Aufschmelzen brioverischer Sedimente hin (BROWN & D'LEMOS, 1991). In diesen Granitoiden sind (ähnlich wie im Erzgebirge und der Lausitz) kleinere Basitkörper eingeschlossen, die eventuell zeitgleich mit den spätcadomischen Granitoiden entstanden sein könnten (BROWN & D'LEMOS, 1991). Im nördlichen Teil des Saint Malo Terranes sind "Extensionsdomänen" beschrieben worden, in denen - ähnlich wie im Delitzsch-Torgau-Doberlug-Synklinorium - Cherts mit zwischengelagerten, dünnlagigen, basischen Vulkaniten (z.T. mit Pillowstrukturen) aufgeschlossen sind (CHANTRAINE et al., 1994).

5.3.3 Frühpaläozoische Entwicklung

5.3.3.1 SAXOTHURINGISCHES TERRANE

Neuere Untersuchungen (LINNEMANN & BUSCHMANN, 1995) belegen eine stratigraphische Lücke zwischen dem cadomischen Basement und den frühpaläozoischen Sedimentablagerungen in einigen saxothuringischen Einheiten (Schwarzburger Sattel, Lausitzer Antiklinalzone, Nordsachsen Antiklinorium), die für den Schwarzburger Sattel durch geochronologische Datierungen an Magmatiten bestätigt wurde (GEHMLICH et al., 1997a). Als Typuslokalität der cadomischen Diskordanz im Saxothuringikum geben LINNEMANN & BUSCHMANN (1995) das Gebiet der Hohen Dubrau bei Groß-Radisch in der Lausitzer Antiklinalzone an. Inwieweit die cadomische Diskordanz für das gesamte Saxothuringikums typisch ist, bleibt noch zu klären.

Durch LINNEMANN & SCHAUER (1999) erfolgte eine vergleichende Betrachtung der frühpaläozoischen Sedimentation im Gesamtbereich des Saxothuringischen Terranes. Danach sind kambrische Ablagerungen in Saxothuringikum nur lokal erhalten geblieben (z.B.

Karbonate des Delitzsch-Torgau-Doberlug-Synklinoriums), was entweder auf Sedimentation nur in lokalen, kleinen Becken (z.B. "pull-apart-Becken") zurückgeführt werden kann, oder aber einer nachfolgenden großflächigen Abtragung kambrischer Sedimente geschuldet ist.

Im Gegensatz zur lokalen Verbreitung des Kambriums sind ordovizische Ablagerungen großflächig verbreitet. Mächtige Ablagerungen des Ordoviziums und des Silurs sind im Schwarzburger Sattel bekannt. Deshalb gilt die Schichtfolge an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels als Richtprofil frühpaläozoischer Sedimente (GAERTNER, 1944), in der eine wahrscheinlich vollständige und relativ ungestörte Ausbildung des Unteren Paläozoikums vorhanden ist. Im Schwarzburger Sattel beginnt die paläozoische Auflagerung mit einem Aufarbeitungshorizont (konglomeratische Arkose/Basisquarzit). Darüber lagernde Silikaklastika stellen Schelfablagerungen dar, die nach lithostratigraphischen Kriterien in die Goldisthal-, Frauenbach-, Phycoden- und Gräfenthaler Gruppe unterteilt werden (vgl. Abb. 5-3-5). MINGRAM (1996, 1998) fand deutliche, geochemische Unterschiede zwischen den Schieferen der Frauenbach-Gruppe und denen der Phycoden-Gruppe. Die feldspatfreien Schiefer der Frauenbach-Gruppe waren demzufolge einer deutlich stärkeren Verwitterung unterworfen.

Aus der Lausitz sind nur kleine Relikte des Ordoviziums bekannt (z.B. Hohe Dubrau, LINNEMANN & BUSCHMANN, 1995). Dort überlagert ein basales Konglomerat, welches in das Tremadoc gestellt wird, diskordant die isoklinal verfalteten Grauwacken des Präkambriums. Geochemische Elementverteilungsmuster der dieses Konglomerat überlagernden Sandsteine weisen auf eine extrem starke Verwitterung hin, die zu einem fast völligen Auswaschen von Na und einer extremen Abreicherung von Ca in den Sandsteinen führte (vgl. Abb. 5-3-5: "Sandsteine Hohe Dubrau").

In der Elbe-Zone wurde die "Phyllitische Einheit" dem Ordovizium zugeordnet (PIETZSCH, 1962). Durch geochronologische Datierungen an Zirkonen ordovizischer Magmatite wird diese Einordnung gestützt (GEHMLICH et al., 1997a). Neuere Untersuchungen erbrachten jedoch den geochronologischen Beweis der von KUPETZ (1987) postulierten Zuordnung eines Teils der "Phyllitischen Einheit" (Chloritgneis, Karbonatgesteine und begleitende Phyllite) in das Devon (GEHMLICH et al., 2000). Somit liegen in der Elbe-Zone verschiedene paläozoische Einheiten tektonisch verschuppt nebeneinander, so dass die heutige Lagerung keine gesicherten Aussagen zum frühpaläozoischen Sedimentationsregime in der Elbe-Zone zulässt.

Ähnlich kompliziert ist die Lage im Erzgebirge. Frühere Vorstellungen über eine ungestörte Lage der Glimmerschiefer-Serien des Erzgebirges und ihrer lithostratigraphischen Korrelation mit Gruppen des Schwarzbürger Sattels (z.B. LORENZ & HOTH, 1964), sind heute nicht mehr haltbar. Neuere Untersuchungen belegen für das Erzgebirge einen komplizierten Deckenbau, aus dem primäre Lagerungsverhältnisse frühpaläozoischer Sedimente nicht mehr abgeleitet werden können (z.B. RÖTZLER, 1995). MINGRAM (1996, 1998) untersuchte Elementverteilungsmuster erzgebirgischer Glimmerschiefer und Phyllite und konnte Ähnlichkeiten zu Elementverteilungsmustern von Schiefen des Schwarzbürger Sattels feststellen. Danach sind in mehreren, frühpaläozoischen Profilen des Erzgebirges Analoga der ordovizischen Frauenbach- und Phycoden-Schiefer des Schwarzbürger Sattels vorhanden (vgl. Abb. 5-3-5). Auf der Basis geochemischer Untersuchungen wies MINGRAM (1998) eine Wiederholung frühpaläozoischer Abfolgen in verschiedenen PT-Einheiten des Erzgebirges nach und lieferte somit neue Argumente für den Deckenbau des Erzgebirges. Eigene geochemische Untersuchungen am Brander Glimmerschiefer und an Glimmerschiefern aus der Nordrandzone des Osterzgebirges ergaben unterschiedliche zu den von MINGRAM (1998) ermittelten Elementverteilungsmustern der Glimmerschiefer des Erzgebirges (Abb. 5-3-5), jedoch ähnliche Elementverteilungsmuster wie die der Sandsteine der Hohen Dubrau (Lausitzer Antiklinalzone). Somit können diese Glimmerschiefer metamorphe Äquivalente der ersten frühpaläozoischen Sedimente darstellen, die sich aus einer stark verwitterten Kruste gebildet haben.

In die ordovizischen Schelfablagerungen intrudierten verschiedene saure Vulkanite und Plutonite. Die Zirkondatierung dieser Magmatite ergab ordovizische Alter (vgl. Abschnitt 5.2.2). Die Charakterisierung der ordovizischen Magmatite erfolgte im Abschnitt 5.2.3.

Die Bildung der ordovizischen Magmatite und der mächtigen Ablagerungen des Ordoviziums wird mit Riftprozessen in Verbindung gebracht, die zum Abspalten des Saxothuringischen Terranes von Gondwanas führte (z.B. LINNEMANN & BUSCHMANN, 1995; RÖTZLER et al., 1997). Dabei wird von einem weit verbreiteten bimodalen ordovizischen Magmatismus im Saxothuringikum ausgegangen (z.B. FRANKE, 2000, LINNEMANN et al., 2000). An basischen Magmatiten der saxothuringischen Einheiten konnten bisher jedoch keine gesicherten ordovizischen Alter nachgewiesen werden. Die Einstufung einiger Metabasite in das Ordovizium musste nach deren geochronologischer Datierung korrigiert werden (z.B. Chloritgneis in der Elbe-Zone).

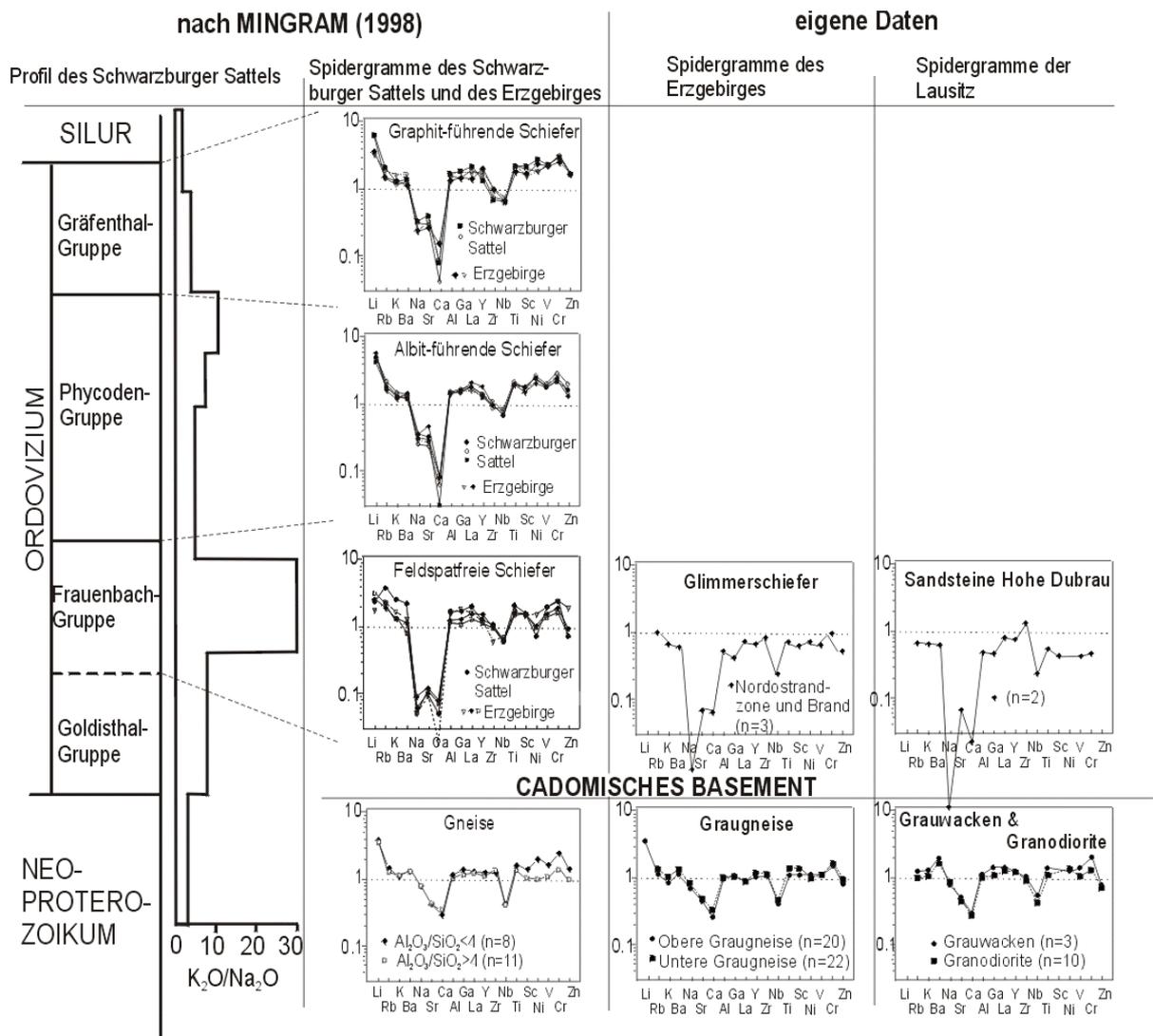


Abb. 5-3-5: Elementverteilungsmuster in Form von Spidergrammen für das cadomische Basement und die frühpaläozoischen sedimentären Auflagerungen des Erzgebirges und der Lausitz im Vergleich zum frühpaläozoischen Standardprofil des Schwarzburger Sattels.

Auch die geochemischen Signaturen der ordovizischen, sauren Magmatite entsprechen nicht einem Milieu, das auf Extensionprozesse hinweist, sondern belegen eine weitreichende Aufheizung der Unter(?)kruste im Ordovizium. Somit können die sauren Magmatite nur als Hinweis auf großräumige tektonische Prozesse dienen, die wahrscheinlich durch Riftprozesse initiiert wurden.

5.3.3.2 CADOMIA

Analog der untersuchten Einheiten des Saxothuringikums ist die kambrische Sedimentation im Armorikanischen Massiv nur auf sehr kleinräumige Synklinalstrukturen beschränkt (vgl. DORE, 1994). Die vorwiegend fluviatilen bis flachmarinen Ablagerungen beginnen mit einem basalen Konglomerathorizont. Darüber folgen silikaklastische und karbonatische Sedimente. Diese Schichten konnten durch biostratigraphische Untersuchungen im wesentlichen dem Unterkambrium (Ataban) zugeordnet werden (DORE, 1994). Im Oberkambrium des Armorikanischen Massivs scheint ähnlich wie in den saxothuringischen Einheiten eine bedeutende Sedimentationslücke vorzuliegen, die mit einer tiefgreifenden Verwitterung der anstehenden Gesteine verbunden war. Während des frühen Ordoviziums (Arenig) kam es zu einer marinen Transgression, die weite Teile des Armorikanischen Massivs flutete (ROBARDET et al., 1994). Dabei werden distale Gebiete mehr dem südlichen Teil des Süd-Aarmorikanischen Ozeans (Zentrale Bretagne) zugeordnet und küstennahe Gebiete dem heutigen Norden des Armorikanischen Massivs. Es wurden im wesentlichen silikaklastische Sedimente abgelagert, die im späten Ordovizium (Ashgill) mit glaciomarinen Sedimenten der Sahara-Vereisung enden. Schwarzschiefer des Silurs sind im Armorikanischen Massiv, wie auch am Nordrand Gondwanas weit verbreitet (ROBARDET et al., 1994).

Ordovizische Magmatite sind im Armorikanischen Massiv bekannt, treten dort jedoch nur im südlichen und zentralen Bereich des Armorikanischen Massivs auf und sind sehr stark an großräumige, variszische Scherzonen gebunden (LE CORRE, 1994). Die geochronologisch bestimmten Alter überdecken den Bereich von 490 bis 440 Ma. Es sind saure bis basische Magmatite, die in den Scherzonen oft eine starke metamorphe Überprägung erfahren haben und zum Teil auch als Bestandteil von Hochdruck-Decken in Erscheinung treten (z.B. Leon-Decke, BALLEVRE et al., 1994). THIEBLEMONT & CABANIS (1994) konnten zeigen, dass die geochemischen Merkmale des ordovizischen Magmatismus einem Milieu intrakontinentalen riftings entsprechen. Die Achse des ordovizischen Riftes soll im Bereich des Ligerischen Terranes (Süd-Bretagne) gelegen haben.

Die paläozoische Sedimentation des Iberischen Massivs zeigt Ähnlichkeiten mit der des Armorikanischen Massivs (nur lokale Verbreitung kambrischer Sedimente, starke Transgression im Ordovizium mit Überflutung größerer Gebiete und mehreren Transgressions/Regressionstadien). Große Übereinstimmung besteht auch in den isotopengeochemischen Merkmalen der paläozoischen Sedimente der Zentralen Iberischen Zone und des Armorikanischen Massivs, die eine gemeinsame Entwicklung beider Terranes

zu neoproterozoischen und paläozoischen Zeiten in einem "Medio-North-Armorican-Centro-Iberian-Domain" belegt (NÄGLER et al., 1995).

Riftgebundene, ordovizische Magmatite des Iberischen Massivs sind im wesentlichen an den Scherbereich zwischen Ossa-Morena- und Zentraler Iberischer Zone gebunden (OCHSNER, 1993; SCHÄFER et al., 1994). OCHSNER (1993) weist darauf hin, dass dort nur saure Magmatite vertreten sind. Er vermutet deshalb die Existenz mehrerer, kleinräumiger ordovizischer Dehnungszonen. Neben den synorogenen, cadomischen (ca. 530 Ma) und postorogenen, ordovizischen Magmatiten (480 - 470 Ma) und beschreibt OCHSNER (1993) spätorogene, kambrische Magmatite (525 - 500 Ma), die verbreitet in der Ossa-Morena-Zone auftreten. Der Einfluss der ordovizischen, riftgebundenen Magmatite widerspiegelt sich nach NÄGLER et al. (1995) in den tremadocischen Sedimenten in einem starken Anstieg der ϵ_{Nd} -Werte.

5.3.4 *Terrane-Diskussion*

Ausgehend von dem Vergleich der Entwicklung in verschiedenen Einheiten Cadomias ergeben sich folgende Schlussfolgerungen hinsichtlich der Terrane-Zugehörigkeit und Terrane-Grenzen:

- *Die Nordgrenze des cadomischen Basements im Saxothuringikum*

Als nördliche Begrenzung des Saxothuringikums wird von LINNEMANN & SCHAUER (1999) die Mitteldeutsche Kristallinzone (MDKZ) angesehen, die einen silurischen Inselbogen darstellt (z.B. ZEH et al., 2000). Sowohl im Ruhlaer Kristallin als auch im Spessart sind nur vereinzelt Hinweise von vorsilurisch überarbeiteter Kruste zu finden (z.B. DOMBROWSKI et al, 1995; ZEH et al., 2000; BRÄTZ, 2000). Nach den ϵ_{Nd} -Werten der metamorphen, magmatischen und sedimentären Gesteine des Ruhlaer Kristallins, des Spessarts und des Odenwaldes kann es sich hierbei um überarbeitete cadomische Kruste handeln (z.B. LIEW & HOFMANN, 1988; ANTHES, 1998). Andererseits bestehen deutliche Unterschiede in der tektono-metamorphen Entwicklung der MKDZ zum Saxothuringikum (zumindest ab dem Silur). Da nur wenige Argumente für das Vorhandensein eines cadomischen Basement in der MDKZ vorliegen (z.B. ϵ_{Nd} -Werte), ist die Annahme von LINNEMANN & SCHAUER (1999) über die Nordgrenze des Saxothuringikums gerechtfertigt.

- *Plattentektonische Position des Saxothuringikums*

Die cadomische Kruste des Armorikanischen Massivs wird in verschiedene Domänen unterteilt, die von N nach S unterschiedlichen Bereichen eines aktiven Plattenrandes im Neoproterozoikum entsprechen (vgl. Abb. 5-3-4). Sie beginnt im N mit einem vulkanischen Bogen (Domnonean Domain bzw. Saint Briec Terrane), an den sich der Kontinentalrand (Saint-Malo - Guingamp Domain bzw. Saint Malo Terrane) und weiter südlich die kontinentale Platte (Mancellian Domain bzw. Terrane) anschließt. Die Domänen sind durch großräumige, tektonische Scherzonen voneinander getrennt. Das Alter der neoproterozoischen Magmatite nimmt von N nach S ab. Die zonierte Anordnung der Gesteinskomplexe wird als Folge einer im Neoproterozoikum nach Süden unter den Kontinent (Mancellian Domain) abtauchenden, ozeanischen Kruste gedeutet (Abb. 5-3-6, CHANTRAINE et al., 1994).

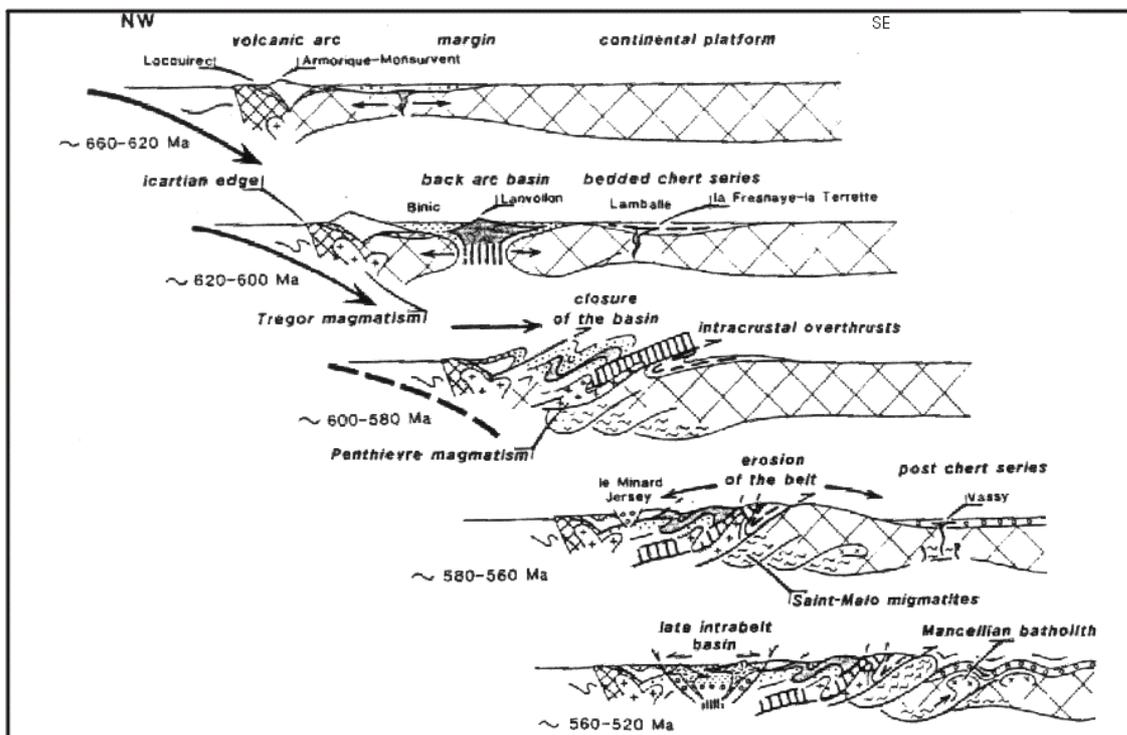


Abb. 5-3-6: Schematische Interpretation der cadomischen Entwicklung des Armorikanischen Massivs (nach CHANTRAINE et al., 1994).

STRACHAN et al. (1996) postulieren eine Amalgamierung verschiedener Krustenblöcke des Armorikanischen Massivs am Ende der cadomischen Orogenese, die durch Abnahme

des Subduktionswinkels zu einer Umwandlung des kontinentalen Inselbogens in eine transforme Plattengrenze führte.

Aus den in dieser Arbeit zusammengestellten geologischen, geochronologischen und geochemischen Daten der Lausitz, des Erzgebirges, der Elbe-Zone und des Schwarzburger Sattels kann eine parallele, geotektonische Entwicklung des Saxothuringikums und der cadomischen, kontinentalen Plattform des Armorikanischen Massivs (Mancellian Domain) abgeleitet werden. Kennzeichnend für beide Krustenbereiche ist die Intrusion großer, spätcadomischer, krustaler Magmatite in mächtige Grauwacken- bzw. Turbiditsequenzen. Die äußerst homogene Ausbildung der brioverischen Grauwacken-Pelit-Sequenzen (ähnliche geochemische und isotopengeochemische Parameter, vergleichbare Zirkonmorphologie und Altersmarken) der vier oben aufgeführten, saxothuringischen Einheiten sprechen für ihre Ablagerung in einem gemeinsamen fore-arc Becken, in das vorwiegend magmatische Gesteine eines vulkanischen Bogens erodiert wurden. In der Lausitzer Antiklinalzone sind im Süden die tiefsten Krustenbereiche des neoproterozoischen Basements des Saxothuringikums aufgeschlossen (in denen die spätcadomischen Granitoide an der heutigen Oberfläche anstehen), während in nördlicher Richtung erst der Intrusionsrahmen (brioverische Grauwacken) und dann die kambrischen Sedimente den obersten Teil des anstehenden Basements bilden (vgl. Abb. 5-1-2). Daher ist anzunehmen, dass der Lausitzer Block postcadomisch (evt. variszisch?) angekippt wurde, wobei die südlichen Bereiche am stärksten herausgehoben wurden und dort vermutlich vorhandene frühpaläozoische Sedimente vollständig erodierten. Die kambrische Sedimentation im Saxothuringikum erfolgte wahrscheinlich, analog zum Armorikanischen Massiv, nur lokal in kleineren Synklinalstrukturen (evt. pull-apart Becken, die während des Transform-Regimes entstanden, vgl. NANCE et al., 1991), während die ordovizische Sedimentation mächtige Schelfablagerungen in großräumigen Strukturen bildete. Letztere sind heute im Saxothuringikum in einer ausgedehnten Synklinalstruktur nördlich der Erzgebirgisch-Fichtelgebirgischen Antiklinalzone - z.T. durch jüngere Sedimente bedeckt - zu finden (vgl. Abb. 5-1-2).

Von den im Armorikanischen Massiv nördlich der kontinentalen Platte ausgebildeten Zonen sind im Saxothuringikum vermutlich nur kleine Relikte eines Kontinentalrandes erhalten geblieben. So könnte das Delitzsch-Torgau-Doberlug-Synklinorium ein Äquivalent der kleinräumigen Extensionszonen des Kontinentalrandes im Armorikanischen Massiv (La Fresnaye-Formation, La Terrette-Formation) darstellen. Relikte eines cadomischen Inselbogens sind im Saxothuringikum bisher nicht

nachgewiesen worden. Eventuell sind diese Einheiten den silurischen Subduktionsprozessen am Nordrand des Saxothuringikums (MDKZ) zum Opfer gefallen.

- *Das Saxothuringikum als Teil des Terranes "Cadomia"*

Der großräumige Vergleich der tektono-metamorphen Entwicklung des Saxothuringikums mit dem Mancellian Domain des Armorikanischen Massivs lässt eine Zusammengehörigkeit dieser Krustensegmente am Ende der cadomischen Orogenese am Nordrand Gondwanas vermuten. Die saxothuringischen Einheiten befinden sich im direkten Streichen zum Mancellian Domain (vgl. Abb. 5-3-7).

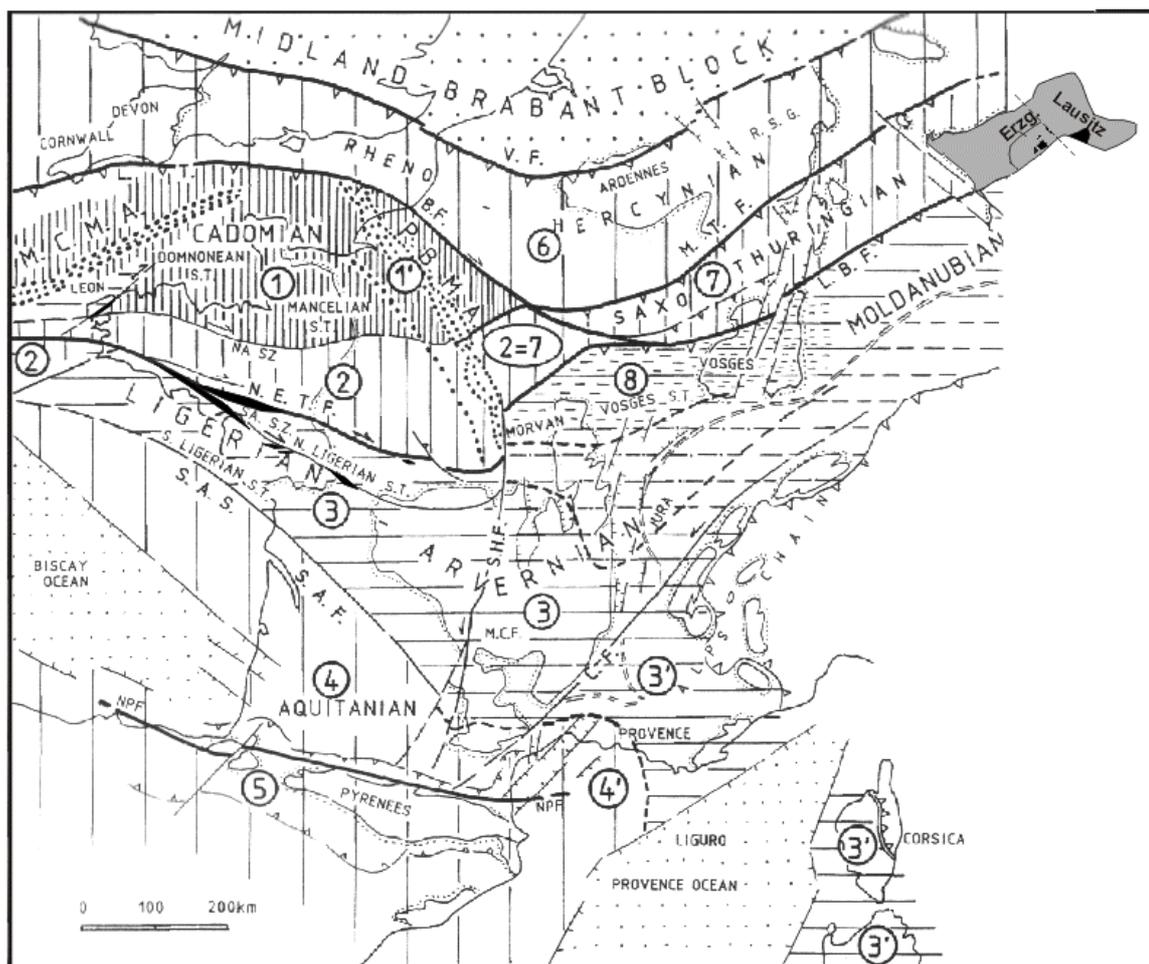


Abb. 5-3-7: Vereinfachte Strukturkarte Frankreichs mit geophysikalisch abgeleiteten Terranen (nach AUTRAN et al., 1994). Während AUTRAN et al. (1994) das "Mittel-Armorikanische-Terrane" (2) als analog dem "Saxothuringischen Terrane" (7) betrachtet, zeigen die in dieser Arbeit zusammengestellten geologischen, geochronologischen und geochemischen Daten offensichtliche Parallelen in der Entwicklung des Saxothuringikums (7) mit dem "cadomischen Terrane" (1) und dort insbesondere mit der "Mancellian Domain", das im direkten Streichen des Saxothuringikums (7) liegt. Die Positionen des Erzgebirges und der Lausitz sind angegeben. Schwarz hervorgehoben sind ordovizische Magmatite.

Auf eine parallele Entwicklung der Zentralen Iberischen Zone des Iberischen Massivs im Vergleich zum Zentralbereich des Armorikanischen Massiv wurde mehrfach hingewiesen (z.B. PARIS & ROBARDET, 1977). Somit scheint sich der cadomische Orogengürtel von der Iberischen Halbinsel bis in den Lausitzer Block zu erstrecken. Es ist zu vermuten, dass die einzelnen Krustensegmente dieses Orogengürtels am Ende der cadomischen Orogenese eine gemeinsame Struktur bildeten und somit als einheitliches Terrane betrachtet werden kann. Dann wäre Saxothuringia zu diesem Zeitpunkt kein eigenständiges Terrane (z.B. FRANKE et al., 1995; LINNEMANN & SCHAUER, 1999) sondern Teil des cadomischen Terranes. Unterschiedliche paläomagnetische Positionen sind für einzelne Einheiten der Cadomiden erst ab dem Oberen Ordovizium belegt (TAIT et al., 1995). Somit könnte Cadomia bis in das Ordovizium ein einheitliches Terrane gewesen sein und erst durch ordovizische Riftprozesse in die Armorikanischen Terrane-Splitter ("Armorican Terrane Assemblage" nach FRANKE, 2000) zerlegt worden sein. FRANKE (2000) führte an, dass weder paläomagnetische noch biogeografische Daten unterschiedliche geografische Positionen der Armorikanischen Terrane-Splitter im Ordovizium anzeigen und schließt daher auf geringe Entfernungen mit kleinräumigen Ozeanen zwischen diesen Einheiten.

- *Gehört das Moldanubikum zum cadomischen Terrane?*

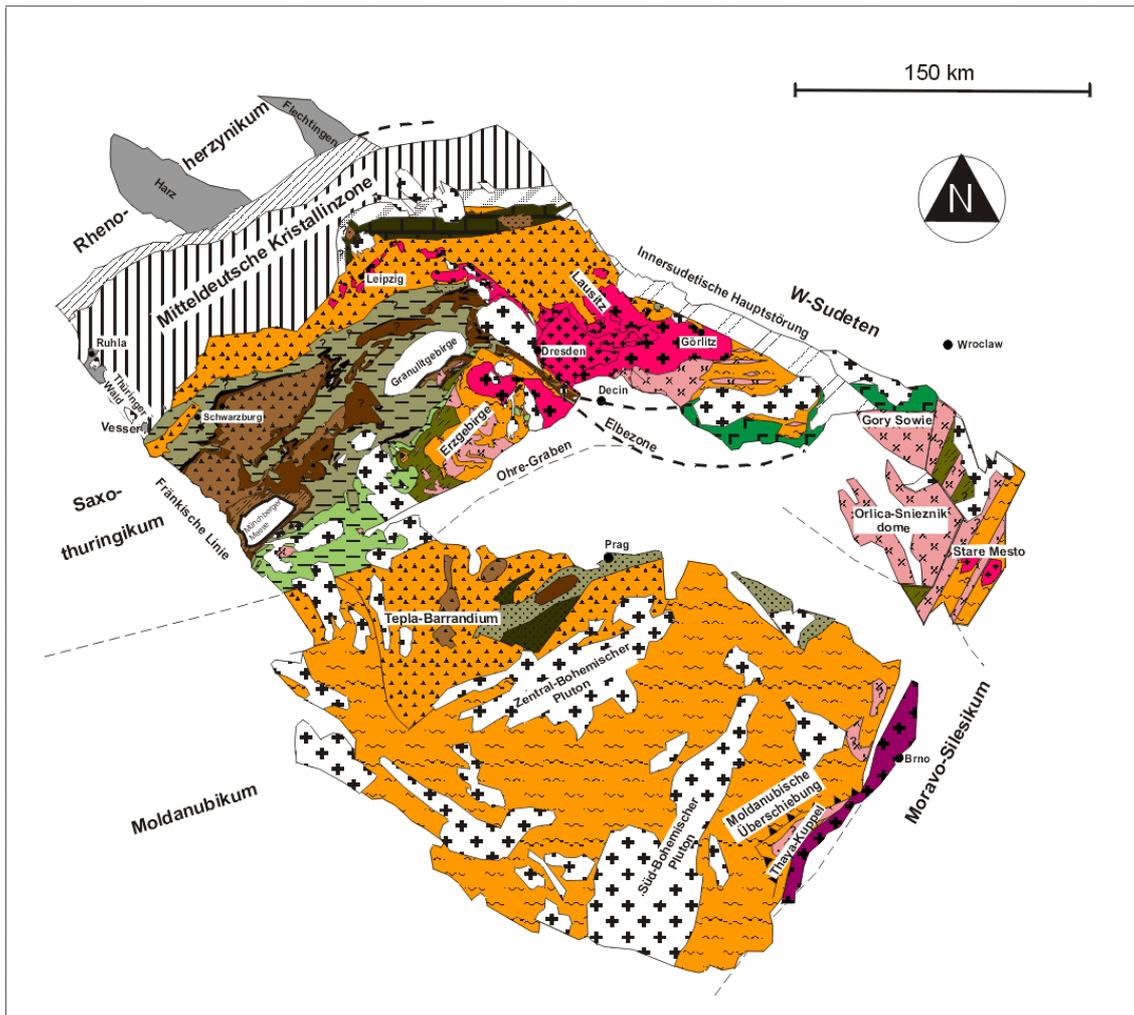
KOSSMAT (1927) bezeichnete das moldanubische Gebiet der böhmischen Masse als die Kernpartie des variszischen Gebirges, in der das tiefere Grundgebirge (Gneise) in Vergesellschaftung mit hochmetamorphen (Meta-)Sedimenten und Mischgesteinen von riesigen Granitmassen durchsetzt wird: "Es herrscht ein höchst verworrener Bau, der sich häufig den Umrissen von Granitbatholithen anschließt." Der komplizierte Aufbau wird auch durch das Auftreten zahlreicher Hochdruck-Gesteinseinheiten bedingt. Ein weiterer Unterschied zum Saxothuringikum besteht in erhalten gebliebenen, mittelkambrischen und untersilurischen Diskordanzen.

Cadomischer Herkunft ist nach neuen Untersuchungen nur das schwach metamorph überprägte Tepla-Barrandium (z.B. SCHEUVENS & ZULAUF, 1999), während das Moravo-Silesische Terrane als Teil Avalonias angesehen wird (FINGER et al., 1999, 2000a, b). Die hochmetamorphen Einheiten des Moldanubikums (Monotone und Bunte Serie bzw. "Drosendorf Assemblage" nach FRANKE, 2000) haben eine mehrphasige metamorphe Überprägung erfahren. Geochronologische Daten dieser Einheiten liefern unterschiedliche Altersmarken, die auf verschiedene Weise interpretiert werden. Das

erschwert den Vergleich mit den saxothuringischen Einheiten. Im Basement des hochmetamorphen Moldanubikums sind jedoch magmatische Zeitmarken dokumentiert, die weder in "Saxothuringia" noch im Armorikanischen Massiv bekannt sind (z.B. 1380 Ma alter Orthogneis von Dobra nach GEBAUER & FRIEDL, 1994).

Wenn wir als Kriterium für die Bestimmung der Krustenherkunft Nd-Isotopensignaturen verwenden, wird deutlich, dass sich anhand von ϵ_{Nd} - und t_{DM} -Werten die Gesteine des Moldanubikums nicht deutlich von denen des Saxothuringikums unterscheiden (vgl. LIEW & HOFMANN, 1988). Bei Anwendung von Multikorn-U/Pb-Untersuchungen an Zirkonen ergibt sich im U/Pb-Diagramm - ähnlich wie für Gesteine des saxothuringischen Grundgebirges - ein fächerähnlicher Diskordiabereich, dessen obere Diskordia einen oberen Schnittpunkt mit der Konkordia bei ca. 2300 bis 2000 Ma bildet (z.B. GRAUERT et al., 1973; WENDT et al., 1993). Aufgrund einer mehrphasigen Überprägung wurden jedoch unterschiedliche untere Schnittpunkte dieser Diskordia beobachtet (GRAUERT et al., 1973: ca. 560 Ma; KRÖNER et al., 1988 und WENDT et al., 1993: bei 350 Ma; WENDT et al., 1993: 190 - 120 Ma). Konkordante U/Pb-SHRIMP-Alter der detritischen Zirkonkomponenten ergaben folgende Zeitmarken: ca. 3800 Ma, 2600 - 2500 Ma, ca. 2000 Ma, ca. 1000 Ma, 700 - 550 Ma (GEBAUER et al., 1989). Relikte des frühcadomischen Magmatismus (600 - 570 Ma) sind in magmatischen Geröllen des proterozoischen Flyschs und der kambrischen Sedimente (ZULAUF et al., 1999) sowie in der Moravo-Silesischen Zone am NE-Rand des Böhmisches Massivs (KRÖNER et al., 2000) erhalten geblieben. VAN BREEMEN et al. (1982) datierte den Brno-Pluton als frühcadomisch. Mehrfach gibt es im Moldanubikum Hinweise auf spätcadomischen Magmatismus (540 - 520 Ma), der jedoch zumeist nur reliktsch erhalten geblieben ist (z.B. VAN BREEMEN et al., 1982; TODT & BÜSCH, 1981; ZULAUF et al., 1997; KRÖNER et al., 2000). Ordovizische Magmatite sind besonders an den Randbereichen des Böhmisches Massivs beschrieben worden (z.B. MALUSKI et al., 1995; KRÖNER & HEGNER, 1998; KRÖNER et al., 2000).

Die oben dargestellten präkambrischen Krustenanteile stellen - ähnlich wie im Saxothuringikum - im wesentlichen eine Mischung von neoproterozoischer und paläoproterozoischer Kruste mit untergeordneten Anteilen archaischer Kruste dar. Jedoch scheint der Anteil paläoproterozoischer und archaischer Kruste zumindest in bestimmten Bereichen des Moldanubikums deutlich höher zu sein.



Cadomisch/Moldanubisches Basement

- Grauwacken, Pelite, Kieselgesteine und Vulkanite
- Metamorphe Äquivalente (vorwiegend paragne Gneise)

Paläozoische Sedimentgesteine

- Unter- und Mittelkambrium: Karbonate, Sandsteine, Pelite
- Ordovizium: Pelite, Quarzite und sedimentäre Eisenerze
- Ordovizium, metamorphe Äquivalente: Phyllite, Granat-Phyllite
- Ordovizium?: vorwiegend Glimmerschiefer, A) mit ordovizischen Magmatiten
- Silur: Unterer Graptolithenschiefer und Ockerkalk
- Devon: Karbonate, Sandsteine, Pelite und Diabase
- Karbon: Grauwacken, Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer und Kohlen (variszischer Flysch und Frühmolasse)

Magmatite

- Frühcadomische Granite und Granodiorite
- Spätcadomische Granite und Granodiorite
- Spätcadomische Anatexite
- Ordovizische Granite, Granodiorite und Rhyolite, Basite
- Variszische Granite und Rhyolite

Benachbarte Krustenfragmente

- Mitteldeutsche Kristallinzone
- Oberflächenausstriche der Mitteldeutschen Krystallinzone und der Rhenohercynischen Zone
- Nördliche Phyllitzzone
- Südliche Phyllitzzone
- Kambrordovizium, Silur, Devon, Unterkarbon der Sudeten und variszischer Wildflysch

Abb. 5-3-8: Schematische geologische Karte des Böhmisches Massivs (nach FRANKE, 1989; modifiziert) unter Einbeziehung neuer Ergebnisse der Altersdatierung. Gesteine mit vermutlich gleicher Altersstellung, sowie Gesteine des Basements sind mit demselben Farbton gekennzeichnet.

Im Unterschied zum Saxothuringikum sind einzelne primäre paläoproterozoische Magmatite im Moldanubikum erhalten geblieben (WENDT et al., 1993). Der höhere Anteil archaischer Kruste im Moldanubikum kommt auch in höheren Nd-Modellaltern zum Ausdruck (bis zu 3000 Ma, WENDT et al., 1993). Ein weiterer Unterschied zum Saxothuringikum besteht in der lokal sehr stark ausgeprägten postcadomischen (z.T. mehrfachen?) Überprägung vieler Gebiete des Moldanubikums, die viele primäre Kennzeichen der Kruste unkenntlich gemacht hat und somit ein Vergleich des Grundgebirges erheblich erschwert. Ob spätcadomischer Magmatismus im Moldanubikum genauso verbreitet ist wie im Saxothuringikum, kann daher zur Zeit nur schwer beantwortet werden. Generell weisen Nd-Isotopensignaturen und Altbestandszirkone des Moldanubikums sowohl ähnliche als auch unterschiedliche Merkmale im Vergleich zum Saxothuringikum auf. In diesem Zusammenhang sei darauf verwiesen, dass auch in einigen Decken der Alpen - also wesentlich südlicher - cadomische Krustenanteile gefunden worden sind (z.B. MÜLLER et al., 1995), während andere Bereiche der Alpen wohl nie Teil des Armorikanischen Terranes gewesen waren (TAIT et al., 1999). Zusammenfassend ist festzuhalten, dass im Moment noch zu wenige bzw. zu widersprüchliche Daten vorliegen, um zu entscheiden, ob das Grundgebirge des Moldanubikums eine vergleichbare, cadomische Herkunft wie das des Saxothuringikums besitzt oder ob das Moldanubikum als selbständiges Terrane betrachtet werden muss.

- *Spekulationen zur Südgrenze des cadomischen Terranes*

Krustenfragmente mit cadomischem Basement bilden in ihrer heutigen Lage einen langgezogenen im wesentlichen W-E ausgerichteten Gürtel, der sich von der Iberischen Halbinsel bis in die Lausitz verfolgen lässt (vgl. Abb. 5-1-1). Südlich dieses Gürtels sind Einheiten zu finden, deren Basement nicht aufgeschlossen ist (z.T. durch mächtige Sedimentationsabfolgen bedeckt), oder aber durch spätere Prozesse so verändert wurde, dass die Krustenherkunft dieser Bereiche noch nicht geklärt werden konnte (z.B. Moldanubikum). Es könnte sich um Einheiten mit cadomischem Basement handeln, oder aber um Einheiten mit unterschiedlicher Krustenherkunft, die infolge variszischer oder alpiner Prozesse südlich an den cadomischen Orogengürtel angedockt wurden. Riftprozesse, die zur Abtrennung des cadomischen Orogengürtels von Gondwana im Ordovizium führten, könnten somit indirekte Hinweise zur Südgrenze des cadomischen Terranes liefern. Nachfolgend wird daher die tektonische Position ordovizischer

Magmatite diskutiert, obwohl auf dieser Grundlage nur spekulative Annahmen zum Verlauf der Südgrenze des cadomischen Terranes möglich sind.

Sowohl im Armorikanischen als auch im Böhmischem Massiv sind die ordovizischen Magmatite an großräumige Scherzonen gebunden, die oftmals während der späteren variszischen Metamorphose aktiviert wurden. Für den Bereich des Böhmisches Massives sind ordovizische Magmatite im Saxothuringikum, an dessen E- und NE-Grenze (z.B. MALUSKI et al., 1995; CYMERMAN et al., 1997; KRÖNER & HEGNER, 1998; FLOYD et al., 2000; KRÖNER et al., 2000; vgl. Abb. 5-3-8), aber auch im Gföhl-Deckenkomplex (FINGER et al., 1999) beschrieben worden.

Die ordovizischen Granitoide des Saxothuringikums sind zumeist an NW - SE gerichtete Scherzonen gebunden (z.B. Turmalingranit der Elbe-Zone an der Mittelsächsischen Störung, Rumburger Granit an der Lausitzer Überschiebung, Reitzenhainer-Katharinberger Kuppel an der Flöha-Zone). Ihre Bildung setzt eine weitreichende Aufheizung der Unter(?)kruste voraus, die mit den ordovizischen Riftprozessen in Verbindung steht. Man kann daher davon ausgehen, dass die von LINNEMANN & SCHAUER (1999) aufgezeigten, NW-SE streichenden, tektonischen Äquidistanzzonen des Saxothuringikums bereits im Ordovizium während der Abspaltung von Gondwana gebildet wurden. Die variszischen Prozesse nutzten die ordovizisch angelegten Schwächezonen zu einer erneuten Versetzung benachbarter Gebiete durch strike-slip-Bewegungen. Dadurch liegen heute viele ordovizische Magmatite als stark gescherte Körper vor und sind Teil komplexer Deckenstrukturen.

FINGER et al. (1999, 2000a, b) konnten zeigen, dass das Moravo-Silesikum eine zum Saxothuringikum und Tepla-Barrandium unterschiedliche tektono-magmatische Geschichte vom späten Neoproterozoikum bis in das frühe Paläozoikum durchlaufen hat. Danach müsste die Südgrenze Cadomias nördlich des Moravo-Silesikums verlaufen.

THIEBLEMONT & CABANIS (1994) fanden Hinweise auf riftgebundene Prozesse im Ordovizium der Süd-Armorikanischen und Mittel-Armorikanischen Domänen des Armorikanischen Massivs, während in der Nord-Armorikanischen Domäne keine ordovizischen Magmatite bekannt sind. Die geochemischen Merkmale der ordovizischen basischen Magmatite (kontinentale Tholeite) und die geologischen Gegebenheiten (bimodaler ordovizischer Magmatismus mit verbreiteten sauren S-Typ-Magmatiten bei gleichzeitiger ordovizischer Sedimentation) wurden von THIEBLEMONT & CABANIS (1994) als intrakontinentales rifting interpretiert. Die Rift-Prozesse werden im Zusammenhang mit der Abspaltung des Armorikanischen Massivs vom Kontinent

Gondwana gesehen. Die Süd-Armorikanische Domäne, in der ordovizische Magmatite gehäuft auftreten, könnte somit die Südgrenze des cadomischen Terranes anzeigen (vgl. Abb. 5-3-7).

Im Iberischen Massiv sind ordovizische Magmatite in einer großräumigen Scherzone der Zentralen Iberischen Zone (VALVERDE-VAQUERO & DUNNING, 1999) und in der Deckenstruktur des Ordenes-Komplexes (ABATI et al., 1999) bekannt. Durch VON RAUMER et al. (1999) konnten ordovizische Magmatite in den Externen Massiven der Alpen nachgewiesen werden, die aufgrund ihrer kontrollierten geographischen Lage vermutlich eine primäre Anordnung widerspiegeln, die somit auch die südlichste Ausbreitung des cadomischen Terranes darstellen könnte.

6 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Folgende neue Erkenntnisse konnten aus den durchgeführten Untersuchungen gewonnen werden:

- Die Zirkondatierungen an Gneisen des Erzgebirges belegen drei Zeitmarken magmatischer Aktivität während des Neoproterozoikum-Frühpaläozoikums: ca. 575 Ma, 540 - 530 Ma, 500 - 470 Ma. Zirkone der frühcadomischen (Meta-)Granodiorite/Granite (ca. 575 Ma) unterscheiden sich in ihrer Morphologie ([100]-Dominanz) von Zirkonen aus jüngeren (Meta-)Magmatiten ([110]-Dominanz). Ordovizische (Meta-)Granite/Rhyolithe weisen im Vergleich zu den früh- und spätcadomischen (Meta-)Magmatiten abweichende geochemische Verteilungsmuster auf, die durch Prozesse der Kristallisationsfraktionierung während der Magmenbildung hervorgerufen wurden.
- Alle Rotgneise des Erzgebirges gehören zu einer gemeinsamen genetischen Gruppe. Sie stellen Orthogneise dar, deren Magmen während ordovizischer riftinduzierter Prozesse gebildet wurden. Entgegen früheren Altersbestimmungen gehören auch die Rotgneise der Reitzenhainer-Katharinberger Kuppel, die bisher zur MP-MT Einheit des cadomischen Basements gerechnet wurden, zu den ordovizischen Orthogneisen. Demzufolge sind die ordovizischen Rotgneise in verschiedenen PT-Einheiten des tektonostratigraphischen Modells von RÖTZLER (1995) und SEBASTIAN (1995; vgl. Abb. 2-2) für das Erzgebirge vertreten. Eine Gleichsetzung der einzelnen PT-Einheiten des tektonostratigraphischen Modells von RÖTZLER (1995) und SEBASTIAN (1995) mit genetischen bzw. altersgleichen Gesteinsgruppen ist daher nicht gerechtfertigt.
- Die für das Erzgebirge bestimmten Zeitmarken magmatischer Aktivität korrelieren sehr gut mit denen aus anderen saxothuringischen Einheiten, insbesondere der Lausitz, der Elbe-Zone und des Schwarzburger Sattels. Zeitspezifische Merkmale der erzgebirgischen (Meta-)Magmatite (Zirkonmorphologie, geochemische Elementverteilungsmuster) lassen sich auch für die entsprechend gleichaltrigen Magmatite der anderen saxothuringischen Einheiten nachweisen. Somit kann man von einer gemeinsamen, zumindest jedoch ähnlichen tektono-magmatischen Entwicklung für alle saxothuringischen Einheiten vom Neoproterozoikum bis in das Ordovizium ausgehen. Die frühcadomischen Magmatite wurden wahrscheinlich im Milieu eines Inselbogens gebildet und waren nachfolgend die wichtigsten Liefergesteine der turbiditischen Grauwacken. Das Ende der cadomischen Orogenese wird durch die spätcadomischen Granodiorite/Granite dokumentiert, die bei gleichzeitigem basischen

Magmatismus einen Wechsel der geodynamischen Entwicklung von einer schrägen Subduktion in eine transforme Plattengrenze anzeigen. Die ordovizischen Magmatite sind durch eine weitreichende Aufheizung der Unterkruste infolge von Riftprozessen generiert worden. Die Riftprozesse führten zum Abspalten von Avalonia und Cadomia (bzw. der einzelnen Mikroplatten Avalonias und Cadomias) vom Superkontinent Gondwana.

- Ein Vergleich der neoproterozoisch-frühpaläozoischen Entwicklung der saxothuringischen Einheiten mit anderen Segmenten des Böhmisches Massivs und des cadomischen Orogengürtels weist z.T. auffallende Ähnlichkeiten, aber auch signifikante Unterschiede auf. Die Unterschiede werden häufig als Argument für eine Zersplitterung Cadomias in diesem Zeitabschnitt angeführt (z.B. "ATA - Armorican Terrane Assemblage" nach FRANKE, 2000). In einigen Fällen könnten die unterschiedlichen, geochronologisch bestimmten Zeitmarken der verschiedenen Einheiten jedoch auch durch technische bzw. methodische Probleme (z.B. Zirkonmischpopulationen, Überprägungsprozesse) bedingt sein. Die Diskussion über eine gemeinsame oder unterschiedliche Vergangenheit dieser Bereiche ist daher auch heute noch weitgehend spekulativ. Weitere detaillierte Untersuchungen sind notwendig.
- Detaillierte Zirkonuntersuchungen haben gezeigt, dass eine korrekte Altersbestimmung der Zirkone sowohl durch Zirkonmischpopulationen als auch durch Überprägungsprozesse erschwert werden kann.

- Zirkonmischpopulationen treten insbesondere in anatektischen Magmatiten mit geringen Aufschmelzgraden auf, in denen es nur zu einer geringen Zirkonneubildung gekommen ist. Die resultierenden Zirkonalter stellen dann oft Mischalter von mindestens zwei Zeitmarken dar.

In einigen saxothuringischen Einheiten sind spätcadomische Anatexite (540 - 530 Ma), die sich aus den neoproterozoischen Grauwacken gebildet haben, sehr verbreitet. Da sich das Alter der spätcadomischen Anatexite nur um ca. 40 - 50 Ma von dem ihrer frühcadomischen Protolithe unterscheidet, sind Mischalter nicht unbedingt an der Streuung der Alterwerte erkennbar. Die unterschiedlichen Zirkonmorphologien der spät- und frühcadomischen Granitoide (Anatexite) des Saxothuringikums bilden jedoch ein gutes Hilfsmittel zur Erkennung ihrer Zirkon-Mischpopulation und Zirkon-Mischalter.

- Metamorphe Überprägungsprozesse können zur Umstellung des U/Pb-Systems führen. Die Rotgneise des Erzgebirges sind sehr stark von diesen Prozessen betroffen, so dass es für einige Proben extrem schwierig war, die primären Alter zu bestimmen. Die Überprägung führte zu sehr hohen $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnissen in den Zirkonen, die eine Verfälschung der korrigierten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter nach dem Modell von STACEY & KRAMERS (1975) hervorrufen kann. In diesen Fällen konnten verlässliche Alter nur durch eine Vielzahl der Analysen und durch die Korrektur des gewöhnlichen Bleis mittels Regressionsgeraden ermittelt werden ("Regressionsalter" vgl. Abschnitt 4.3.6).

LITERATURVERZEICHNIS

- ABATI J., DUNNING G.R., ARENAS R., DIAZ GARCIA F., GONZALEZ CUADRA P., MARTINEZ CATALAN J.R. & ANDONAEGUI P. (1999): Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes Complex. *Earth Planet. Sci. Lett.* 165, 213 - 228.
- ANTHES G. (1998): Geodynamische Entwicklung der Mitteldeutschen Kristallinschwelle: Geochronologie und Isotopengeochemie. Dissertation, Universität Mainz, 155 S.
- AUTRAN A., LEFORT J.P., DEBEGLIA N., EDEL J.B. & VIGNERESSE J.L. (1994): Gravity and magnetic expression of terranes in France and their correlation beneath overstep sequences. In: KEPPIE J. D. (ed.), *Pre - Mesozoic Geology in France and related areas*. Springer Verlag Heidelberg, 49 - 73.
- BALLEVRE M., MARCHAND J., GODARD G., GOUJOU J.-C., JEAN-CHRISTIAN & WYNS R. (1994): Eo - Hercynian events in the Armorican Massif. In: KEPPIE J. D. (ed.), *Pre - Mesozoic Geology in France and related areas*. Springer Verlag Heidelberg, 183 - 194.
- BECK R. (1901): Über einige Eruptivgneise des sächsischen Erzgebirges (Teil I). *Tscherm. Min. u. Petr. Mitt.* 20.
- BERGER H.-J., WIEMEIER G. & SCHIRN R. (1994): Neue strukturtektonische und lithostratigraphische Ergebnisse aus dem Freiburger Gneiskomplex. *Z. geol. Wiss.* 22 (5), 505 - 512.
- BHATIA M.R. & CROOK K.A.W. (1986): Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral Petrol.* 92, 181 - 193.
- BORTHWICK J. & HARMON R.S. (1982): A note regarding ClF_3 as an alternative to BrF_5 for oxygen isotope analyses. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 1665 - 1668.
- BOSSART P. J., MEIER M., OBERLI F. & STEIGER R.H. (1986): Morphology versus U-Pb systematics in zircon: a high resolution isotopic study of a zircon population from a Variscan dike in the Central Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.* 78, 339 - 354.
- BRÄTZ H. (2000): Radiometrische Altersdatierungen und geochemische Untersuchungen von Orthogneisen, Graniten und Granitporphyren aus dem Ruhlaer Kristallin, Mitteldeutsche Kristallinzone. Dissertation, Universität Würzburg, 151 S.
- BROWN M. & D'LEMONS R. S. (1991): The Cadomian granites of Mancellia, northeast Armorican Massif of France: relationship to the St. Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting. *Precamb. Res.* 51, 393 - 427.
- BURMANN G. (1966): Mikroreste aus der Lausitzer Grauwackenformation. *Mber. dt. Akad. Wiss.* 8 (3), 218 - 225.
- BURMANN G. (1972): Problematika aus der Lausitzer Grauwackenformation. *Jb. Geol.* 4 (a), 387 - 423.

- BUSCHMANN B. (1995): Geotectonic facies analysis of the Rothstein Formation (Neoproterozoic, Saxothuringian Zone, east Germany). Dissertation, Universität Freiberg, 122 S.
- BUSCHMANN B., NASDALA L., JONAS P., LINNEMANN U. & GEHMLICH M. (2000): First SHRIMP U-Pb dating of tuffogenic and detrital zircons from late Neoproterozoic sequences in the Northeastern Saxothuringian Zone (Germany): Age constraints on late Cadomian marginal basin evolution. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, eingereicht.
- CHANTRAINE J., AUVRAY B., BRUN J.P., CHAUVEL J.J. & RABU D. (1994a): The Cadomian Orogeny in the Armorican Massif. Introduction. In: KEPPIE J. D. (ed.), *Pre - Mesozoic Geology in France and related areas*. Springer Verlag Heidelberg, 75 - 80.
- CHANTRAINE J., AUVRAY B. & RABU D. (1994b): The Cadomian Orogeny in the Armorican Massif. Igneous Activity. In: KEPPIE J. D. (ed.), *Pre - Mesozoic Geology in France and related areas*. Springer Verlag Heidelberg, 111 - 125.
- CHANTRAINE J., AUVRAY B., BRUN J.P., CHAUVEL J.J. & RABU D. (1994c): The Cadomian Orogeny in the Armorican Massif. Conclusions. In: KEPPIE J. D. (ed.), *Pre - Mesozoic Geology in France and related areas*. Springer Verlag Heidelberg, 126 - 130.
- CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. & WYBORN D. (1987): The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrol.* 28, 1111 - 1138.
- CLEMENS J.D. & WALL V.J. (1981): Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Mineralogist* 19, 111 - 131.
- COMPSTON W., WILLIAMS I.S. & MEYER C. (1984): U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J. Geophys. Res.* 89, B525 - B534.
- COMPSTON W., WILLIAMS I.S., KIRSCHVINK J.L., ZHANG Z. & MA G. (1992): Zircon U-Pb ages for the early Cambrian time scale. *J. Geol. Soc. (London)* 149, 171 - 184.
- CONRAD W.K., NICHOLLS I.A. & WALL V.J. (1988): Water-saturated and -undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.* 29, 765 - 803.
- CREDNER H. (1887): *Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsens, Maßstab 1 : 25000*. 92 S.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A.J. & SESTON R. (1997): Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geol. Mag.* 134 (5), 717 - 725.
- D'LEMONS R.S. & BROWN M. (1993): Sm-Nd isotope characteristics of late Cadomian granite magmatism in northern France and the Channel Islands. *Geol. Magazine* 130, 797 - 804.
- DEPAOLO D.J. (1981): Neodymium isotopes in the Colorado Front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. - *Nature* 291, 193 - 196.

DOMBROWSKI A., HENJES-KUNST F., HÖHNDORF A., KRÖNER A., OKRUSCH M. & RICHTER P. (1995): Orthogneisses in the Spessart Crystalline Complex, north - west Bavaria: Silurian granitoid magmatism at an active continental margin. *Geol. Rundschau* 84, 399 - 411.

DORE F. (1994): Cambrian of the Armorican Massif. In: KEPPIE J. D. (ed.), *Pre - Mesozoic Geology in France and related areas*. Springer Verlag Heidelberg, 136 - 141.

EBERT H. (1935): Hornfelsbildung und Anatexis im Lausitzer Massiv. *Z. dt. Geol. Ges.* 87, 129 - 147.

EGAL E., GUERROT C., LE GOFF E., THIEBLEMONT D., & CHANTRAINE J. (1996): The Cadomian orogeny revisited in northern Brittany (France). In: NANCE R.D. & THOMPSON M.D. (eds.), *Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic*: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer. Special Paper 304, 281 - 318.

EIDAM J. (1988): Zur anatektischen und magmatischen Entwicklung der granitoiden Gesteine der Lausitzer Antiklinalzone. *Z. geol. Wiss.* 16, 393 - 405.

EIDAM J., HAMMER J., KORICH D. & KRAUSS M. (1990): Stoffliche Charakteristik und Genese der granitoiden Gesteine der Lausitz als Grundlage für ihre metallogenetische Einschätzung. Unveröffentlichter Forschungsbericht, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, 213 S.

EIDAM J., HAMMER J., KORICH D. & BIELICKI K.-H. (1995): Characterization, distribution and genesis of amphibole-bearing Variscan granites in the Lusatian Granodiorite Massif (Northern margin of the Bohemian Massif). *N. Jb. Mineral. Abh.* 168, 259 - 281.

EVENSEN N.M., HAMILTON P.J. & O'NIONS R.K. (1978): Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1199-1212.

FINGER F., FRIEDL G. & VON QUADT A. (1999): Tectonic subdivision of the south-eastern Bohemian massif in the sense of an Avalonia - Armorica terrane concept. *Terra Nostra* 99/1, 80 - 81.

FINGER F., TICHOMIROVA M., PIN C., & HANZL P. (2000a): Relics of an early - Panafrican metabasite - metarhyolite formation in the Brno Massif, Moravia, Czech republic. *Int. J. Earth Sci.* 89, 328 - 335.

FINGER F., HANZL P., PIN C., VON QUADT A. & STEYRER H.P. (2000b): The Brunovistulian: Avalonian Precambrian sequence at the eastern end of the Central European Variscides? In: FRANKE W., HAAK V., ONCKEN O. & TANNER D. (eds.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society London Special Publications 179, 103 - 112.

FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. & PARK R.G. (1989): Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland. *Precamb. Res.* 45, 203 - 214.

FLOYD P.A., WINCHESTER J.A., SESTON R., KRYZA R. & CROWLEY Q.G. (2000): Review of geochemical variation in Lower Paleozoic metabasites from NE Bohemian Massif: intracratonic rifting and plume-ridge interaction. In: FRANKE W., HAAK V., ONCKEN O. &

TANNER D. (eds.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society London Special Publications 179, 155 – 174.

FRANKE W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. Geological Society of America, Special Paper 230, 67 – 90.

FRANKE W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: FRANKE W., HAAK V., ONCKEN O. & TANNER D. (eds.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society London Special Publications 179, 35 - 61

FRANKE W., DALLMEYER D. & WEBER K. (1995): Geodynamic evolution. In: DALLMEYER D., FRANKE W. & WEBER K. (eds.), *Pre-Permian Geology of Central and Western Europe*. Springer, Berlin, 275 – 294.

FRANKE W. & ZELAZNIEWICZ A. (2000): The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. In: FRANKE W., HAAK V., ONCKEN O. & TANNER D. (eds.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society London Special Publications 179, 63 – 86.

GÄBERT C. (1907): Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. *Z. deutsch. geol. Ges.* 59, 308 - 376.

GAERTNER H.R. (1944): Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema. *Jb. Reichsanst. Bodenforsch.* 62, 54 - 80.

GARCIA D., FONTEILLES M. & MOUTTE J. (1994): Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *J. Geol.* 102, 411 - 422.

GEBAUER D. & FRIEDL G. (1994): A 1.38 Ga protolith age for the Dobra Orthogneiss (Moldanubian Zone of the southern Bohemian Massif, NE Austria): evidence from ion-microprobe (SHRIMP) dating of zircon. *Journal of Czech Geological Society* 39, 34 – 35.

GEBAUER D., WILLIAMS I.S., COMPSTON W. & GRÜNENFELDER M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archaean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. *Tectonophysics* 157, 81 - 96.

GEHMLICH M., LINNEMANN U., TICHOMIROVA M. & LÜTZNER H. (1996): Geochronologie magmatogener Zeitmarken im Proterozoikum und Kambroordovizium des Saxothuringikums. Unveröffentlichter Abschlußbericht zum DFG-Forschungsthema Lu 544/4, Freiberg, 30 S.

GEHMLICH M., LINNEMANN U., TICHOMIROVA M., LÜTZNER H. & BOMBACH K. (1997a): Datierung und Korrelation neoproterozoisch - frühpaläozoischer Profile des Schwarzburger Antiklinoriums und der Elebezone auf der Basis der Geochronologie von Einzelzirkonen. *Z. geol. Wiss.* 25 (1/2), 191 - 201.

GEHMLICH M., TICHOMIROVA M., LINNEMANN U., LÜTZNER H. & BOMBACH K. (1997b): Die Datierung des Hirschberger Gneises und der Porphyroide im Bergaer Antiklinorium (Saxothuringikum). *Terra Nostra* 97/5, 39 - 42.

- GEHMLICH M., TICHOMIROVA M., LINNEMANN U., LÜTZNER H. & BOMBACH K. (1997c): Kalibrierung und Korrelation des saxothuringischen Ordoviziums durch die Einzelzirkon-Evaporisationsmethode. *Terra Nostra* 97/5, 43 - 46.
- GEHMLICH M., LINNEMANN U., TICHOMIROVA M., LÜTZNER H. & BOMBACH K. (1997d). Die Bestimmung des Sedimentationsalters cadomischer Krustenfragmente im Saxothuringikum durch die Einzelzirkon - Evaporisationsmethode. *Terra Nostra* 97/5, 46 - 49.
- GEHMLICH M., LINNEMANN U., TICHOMIROVA M., TODT W. & BOMBACH K. (1998): Geochronologie und geochemische Signaturen devonischer Granitoidgerölle des Saxothuringikums und deren potentielle Liefergebiete (Hirschberger Granit und Porphyroide von Neumühle/Greiz). *Z. geol. Wiss.* 26 (3/4), 421 - 444.
- GEHMLICH M., LINNEMANN U., TICHOMIROVA M., GAITZSCH B., KRONER U. & BOMBACH K. (2000): Geochronologie oberdevonischer bis unterkarbonischer Magmatite der Thüringischen un Bayerischen Faziesreihe sowie variszischer Deckenkomplexe und der Frühmolasse von Borna – Hainichen (Saxothuringische Terrane). *Z. dt. geol. Ges.* 151/4, 337 – 363.
- GÖTZE J., KEMPE U., HABERMANN D., NASDALA L., NEUSER R.D. & RICHTER D.K. (1999): High-resolution cathodoluminescence combined with SHRIMP ion probe measurements of detrital zircons. *Mineral. Mag.* 63 (2), 179 – 187.
- GOTTE W. (1956): Ein Beitrag zur Kenntnis der Freiburger Gneiskuppel. In: *Geotektonisches Symposium zu Ehren von H. Stille*. Stuttgart, 371 - 378.
- GRAUERT B., HÄNNY R. & SOPTRAJANOVA G. (1973): Age and origin of detrital zircons from the Pre-Permian basements of the Bohemian Massif and the Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40, 105 - 130.
- HAMMER J. (1996): Geochemie und Petrogenese der cadomischen und spätvariszischen Granitoide der Lausitz. *Freib. For. Hft. C* 463, 107 S.
- HAMMER J., BRÖCKER M. & KRAUB M. (1997): Alter und geologische Signifikanz von Deformationszonen im östlichen Teil des Lausitzer Granitoidkomplexes. *Terra Nostra* 97/5, 62 - 63.
- HAMMER J., EIDAM J., KRAUSS M. & KORICH D. (1998): The Lausitz (Northern margin of the Bohemian Massif) as part of the „Avalonian-Cadomian Belt“, *Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden* 9, 143.
- HAMMER J., EIDAM J., RÖBER B. & EHLING B.-C. (1999): Prävariscischer und variscischer granitoider Magmatismus am NE-Rand des Böhmisches Massivs - Geochemie und Petrogenese. *Z. geol. Wiss.* 27 (5/6), 401 - 415.
- HAVLICEK V. & FATKA O. (1992): Ordovician of the Prague Basin (Barrandian area, Czechoslovakia). In: WEBBY B.D. & LAURIE J.R. (eds.) "Global perspectives on Ordovician Geology" Balkema Publ. Rotterdam, 461 - 472.
- HEGNER E. & KRÖNER A. (2000): review of Nd isotopic data and xenocrystic and detrital zircon ages from the pre-Variscan basement in the eastern Bohemian Massif: speculations on palinspastic reconstructions. In: FRANKE W., HAAK V., ONCKEN O. & TANNER D. (eds.),

Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geological Society London Special Publications 179, 113 – 129.

HEUSE TH. (1989): Acritarchen aus dem Griffelschiefer (Ordovizium) des Schwarzburger Antiklinoriums. Veröff. Naturhist. Mus. Schleusingen 4, 69 - 77.

HEUSE TH. (1990): Mikrofossilien aus den Altenfelder Schichten (Präkambrium) des Schwarzburger Antiklinoriums. Freib. For. Hft. 436, 114 - 123.

HIRSCHMANN G. (1966): Assynthetische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz. Freib. For. Hft. C 212, 146 S.

HOFMANN J. (1965): Zur Petrotektonik des Graugneiskomplexes Freiberg. Freib. For. Hft. C 191, 152 S.

HOFMANN J. (1974): Petrographische und lithostratigraphische Stellung der Gneise des Osterzgebirges. Freib. For. Hft. C 292, 63 S.

HOFMANN J., MATHE G., PILOT J., ULLRICH B. & WEINHOLZ R. (1979): Fazies und zeitliche Stellung der Regionalmetamorphose im Erzgebirgskristallin. Z. geol. Wiss. 7, 1091 – 1106.

HOLTZ F. & JOHANNES W. (1991): Genesis of peraluminous granites. I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H₂O-activity. Europ. J. Mineral. 4, 137 – 152.

HOLTZ F., JOHANNES W., PICHAVANT M. (1992): Effect of excess aluminium on phase relations in the system Qz-Ab-Or: experimental investigation at 2 kbar and reduced H₂O-activity. Europ. J. Mineral. 4, 137 - 152.

JONAS P., BUSCHMANN B. & GAITZSCH B. (2000): Unterkambrischer und unterkarboner Vulkanismus der Torgau-Doberlug Synklinale (NE Saxothuringische Zone). Z. geol. Wiss. 28 (1/2) 157-175.

KEMNITZ H. (1994): Provenance and plate tectonic interpretation of the Upper Brioverian turbidites in Southeast Germany (Lusatian Group). Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 803 - 814.

KEMNITZ H. (1998): Some remarks on the Neoproterozoic Lusatian greywackes, Germany, and their mafic intercalations. Acta Universitatis Carolinae – Geologica 42 (3/4), 443 – 446.

KEMNITZ H., BUDZINSKI G. (1994): Die Grauwacken der Lausitz und ihre cadomische Prägung. Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden 40, 37 - 97.

KLEMM I. (1995): Druck-Temperaturentwicklung von Metamorphiten im östlichen Erzgebirge (Sachsen). Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Mineralogie der Ruhr-Universität Bochum. 121 S.

KLIUMIS S. (1963): Petrographische und gefügekundliche Untersuchungen in den oberen Graugneisen südlich der Freiburger Kuppel im Bereich des Muldetales. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Geologie der TU Bergakademie Freiberg. 47 S.

- KOBER B. (1987): Single zircon evaporation combined with Pb⁺ emitter bedding for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 63 - 71.
- KÖHLER R. (2000): Geochronologie und Geochemie von amphibolitfaziellen Metabasiteinschaltungen des Osterzgebirges. Unveröffentlichter Abschlußbericht zum DFG-Forschungsthema Ti 211-6/1-3, Freiberg, 54 S.
- KÖHLER R. & TICHOMIROVA M. (1998): Geochronologie und Geochemie von amphibolitfaziellen Metabasiteinschaltungen des Osterzgebirges. *Terra Nostra* 98/2, 91 – 95.
- KOSSMAT F. (1916): Über die Tektonik des Gneisgebietes im westlichen Erzgebirge. *Centralbl. Min. etc.* 1916, 135 – 144 und 158 – 165.
- KOSSMAT F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abh. Sächs. Geol. Landesamt.*, 39 S.
- KOSSMAT F. & PIETZSCH K. (1930): Geologische Übersichtskarte von Sachsen i.M. 1:400000. Sächsisches Geologisches Landesamt, Leipzig.
- KORYTOWSKI A., DÖRR W. & ZELAZNIEWICZ A. (1993): U-Pb dating of (meta)granotoids in the NW Sudetes (Poland) and their bearing on tectono-stratigraphic correlation. *Terra Nova* 5, Abstract supplement 1, 331.
- KRENTZ O. (1985): Rb/Sr-Datierung an Parametamorphiten des westlichen Erzgebirgsantiklinoriums, DDR. *Z. geol. Wiss.* 13/4, 443 – 462.
- KRENTZ O., KRÖNER A., JAECKEL P. & LEONHARDT D. (1996): Neue Zirkondatierungen an Metamorphiten des Westerzgebirges. *Terra Nostra* 96/2, 127 – 130.
- KROGH T.E. (1973): A low contamination method for the hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotope age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 485 - 494.
- KRÖNER U. & SEBASTIAN U. (1997): Der Deckenbau des östlichen Saxothuringikums. *Freib. For. Hft. C* 470, 35 – 52.
- KRÖNER A. & HEGNER E. (1998): Geochemistry, single zircon ages and Sm-Nd systematics of granitoid rocks from the Gory Sowie (Owl Mts), Polish West Sudetes: Evidence for early Palaeozoic arc-related plutonism. *Journal of the Geological Society, London* 155, 711 – 724.
- KRÖNER A. & WILLNER A.P. (1998): Time of formation and peak of Variscan HP-HT metamorphism of quartz-feldspar rocks in the central Erzgebirge, Saxony, Germany. *Contrib. Mineral. Petrol.* 132, 1 – 20.
- KRÖNER A., WENDT I., LIEW T. C., COMPSTON W., TODT W., FIALA J., VANKOVA V. & VANEK J. (1988): U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 257 – 266.

- KRÖNER A., HEGNER E., HAMMER J., HAASE G., BIELICKI K.H., KRAUSS M. & EIDAM J. (1994): Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. *Geol. Rundsch.* 83, 357 - 376.
- KRÖNER A., WILLNER A.P., HEGNER E., FRISCHBUTTER A., HOFMANN J. & BERGNER R. (1995): Latest Precambrian (Cadomian) zircon ages, Nd isotopic systematics and p-T evolution of granitoid orthogneisses of the Erzgebirge, Saxony and Czech Republic. *Geol. Rundsch.* 84, 437 - 456.
- KRÖNER A., KRENTZ O. & LEONHARDT D. (1997): SHRIMP II-Zirkondatierungen an Orthogneisen des Westerzgebirges. *Terra Nostra* 97/5, 99 – 102.
- KRÖNER A., STIPSKA P., SCHULMANN K. & JAECKEL P. (2000): Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. In: FRANKE W., HAAK V., ONCKEN O. & TANNER D. (eds.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society London Special Publications 179, 175 – 197.
- KUPETZ M. (1987): Stratigraphie und regionale Stellung des variszisch gefalteten Paläozoikums im Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge. *Freib. For. Hft. C* 415, 5 - 41.
- KURZE M., LOBST R. & MATHE G. (1980): Zur Problematik der Unterscheidung von Ortho- und Paragneisen im Erzgebirge. *Zeitschrift für angewandte Geologie* 26 (2), 63 - 73
- LANDGRAF K.F. (1961): Petrographische Untersuchungen der Grauwacken von Kamenz (Sachsen). *Wiss. Ztschr. Uni Halle-Wittenberg, mathem.-naturwiss. Reihe* 10, 176 – 177.
- LE BRETON N. & THOMPSON A.B. (1988): Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 226 – 237.
- LE CORRE C. (1994): Early Tectonic Events (Ordovician). In: KEPPIE J. D. (ed.), *Pre - Mesozoic Geology in France and related areas*. Springer Verlag Heidelberg, 179 – 182.
- LINNEMANN U. (1994): Geologischer Bau und Strukturentwicklung der südlichen Elbezone. *Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden* 40, 7 – 36.
- LINNEMANN U. & BUSCHMANN B. (1995): Die cadomische Diskordanz im Saxothuringikum (oberkambrisch - tremadocische overlap - Sequenzen). *Z. geol. Wiss.* 23 (5/6) 707 - 727.
- LINNEMANN U. & SCHAUER M. (1999): Die Entstehung der Elbezone vor dem Hintergrund der cadomischen und variszischen Geschichte des Saxothuringischen Terranes - Konsequenzen aus einer abgedeckten geologischen Karte. *Z. geol. Wiss.* 27 (5/6) 529 - 561.
- LINNEMANN U., GEHMLICH M., HEUSE T. & SCHAUER M. (1999): Die Cadomiden und Varisziden im Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirge (Saxothuringisches Terrane). *Beiträge zur Geologie von Thüringen*, N. F. 6, 9 – 39.
- LINNEMANN U., GEHMLICH M., TICHOMIROVA M., BUSCHMANN B., NASDALA L., JONAS P., LÜTZNER H. & BOMBACH K. (2000): From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). In: FRANKE

- W., HAAK V., ONCKEN O. & TANNER D. (eds.), Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geological Society London Special Publications 179, 131 – 153.
- LIEW T.C. & HOFMANN A.W. (1988): Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 129 – 138.
- LOBST R., MATTHES J. & HOTH K. (1994): Zur Petrologie der Muskowitgneise (Gm-Gneise) in der Erzgebirgs-Nordrandzone. *Z. geol. Wiss.* 22, 513 – 525.
- LORENZ W. & HOTH K. (1964): Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone. *Geologie* 44, 44 S.
- LORENZ W. & HOTH K. (1990): Lithostratigraphie im Erzgebirge – Konzeption, Entwicklung, Probleme und Perspektiven. *Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden* 37, 7 – 35.
- LORENZ W. & PILOT J. (1994): K/Ar-Alter und thermische Anomalien in erzgebirgischen Metamorphiten. *Z. geol. Wiss.* 22 (3/4), 391 - 396.
- MALUSKI H., RAJLICH P. & SOUCEK J. (1995): Pre-Variscan, Variscan and Early Alpine thermo-tectonic history of the north-eastern Bohemian Massif: An $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study. *Geol. Rundsch.* 84, 345 – 358.
- MASSONE H.J. (1998): A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution. Seventh International Kimberlite Conference, Extended Abstracts, 552 – 554.
- MEHNERT K.-R. (1938): Die Metakonglomerate des Wiesenthaler Gneiszuges im Sächsischen Erzgebirge. *Min. u. Petrogr. Mitt.* 50, 194 – 572.
- MICHARD A., GURRIET P., SOUDANT M. & ALBAREDE F. (1985): Nd isotopes in French Phanerozoic shales: External vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 601 – 610.
- MINGRAM B. (1996): Geochemische Signaturen der Metasedimente des erzgebirgischen Krustenstapels. Scientific Technical Report ed. Vol. STR 96/04. Geoforschungszentrum, Potsdam. 105 S.
- 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. Mag.* 135 (6), 785 – 801.
- MINGRAM B. & RÖTZLER K. (1999): Geochemische, petrologische und geochronologische Untersuchungen im Erzgebirge - Rekonstruktion eines Krustenstapels. *Schriftreihe für Geowissenschaften* 9, 80 S.
- MONTEL J.M. & VIELZEUF D. (1997): Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 128, 176 – 196.
- MÜLLER H. (1850): Über das Gneisgebirge um Annaberg. *N. Jahrb. Min. etc.* 1850, 592 - 596.

MÜLLER H. (1901): Die Erzgänge des Freiburger Erzrevieres. – Erläut. z. geol. Karte v. Sachsen, 350 S.

MÜLLER B., KLÖTZLI U.S. & FLISCH M. (1995): U-Pb and Pb-Pb zircon dating of the older orthogneiss suite in the Silvretta nappe, eastern Alps: Cadomian magmatism in the upper Austro-Alpine realm. *Geol. Rundsch.* 84, 457 – 465.

NÄGLER T.F., SCHÄFER H.J. & GEBAUER D. (1995): Evolution of the Western European continental crust: implications from Nd and Pb isotopes in Iberian sediments. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)* 121, 345 – 357.

NANCE R.D., MURPHY J.B., STRACHAN R.A., D'LEMONS R.S. & TAYLOR G.K. (1991): Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian terranes. *Precambrian Research* 53, 41 – 78.

NANCE R.D. & MURPHY J.B. (1994): Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens. Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt, *Geology* 22, 617 – 620.

NANCE R.D. & MURPHY J.B. (1996): Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian-Cadomian and related terranes in the circum-North Atlantic. In: NANCE R.D. & THOMPSON M.D. (eds.), *Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic*: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer. Special Paper 304, 333 - 346.

NASDALA L., PIDGEON R.T., WOLF D. & IRMER G. (1998): Metamictization and U-Pb isotopic discordance in single zircons: a combined Raman microprobe and SHRIMP ion probe study. *Mineral. Petrol.* 62, 1 – 27.

NAUMANN C. F. (1844): *Geognostische Beschreibung des Königreiches Sachsen*. Dresden u. Leipzig, H. 5.

NELSON D.R. (1997): Compilation of SHRIMP U-Pb zircon geochronology data, 1996. *Geol. Surv. West. Aust. Record* 2, 189 S.

OCHSNER A. (1993): U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic – Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the timing of the Cadomian orogeny. Unveröff. Ph. D. thesis ETH Zentrum Zürich, 247 S.

OESTRICH W. (1973): *Metallogenie des Präkambriums, Teilthema Clarkes der Metamorphite des Erzgebirges*. Unveröff. Abschlußbericht ZGI, Berlin. 75 S.

PALEN R. & WERNER C.D. (1998): Zirkonalter von Granitgeröllen aus Obermittweida/Erzgebirge. *Terra Nostra* 98/2, 119 – 121.

PAQUETTE J.L., PEUCAT J.J., BERNHARD-GRIFFITHS J. & MARCHAND J. (1985): Evidence for old Precambrian relics shown by U-Pbzircon dating of eclogites and associated rocks in the Hercynian belt of south Brittany. *Chem. Geol.* 52, 203 – 216.

- PARIS F. & ROBARDET M. (1977): Paleogeographie et relations iberoarmoricaïnes au Paleozoïque ante-Carbonifère. Bull. Soc. Geol. Fr. 19, 1121 – 1126.
- PIDGEON R.T., FURFARO D., KENNEDY A.K., NEMCHIN A.A. & VAN BRONSWJK W. (1994): Calibration of zircon standards for the Curtin SHRIMP II (abstract). 8th Int. Conf. Geochronol. Cosmochronol. Isotope Geol., Berkley (US Geol. Surv. Circ. 1107), 251.
- PIETZSCH K. (1954): Die Gneise des Sächsischen Erzgebirges. Geologie 3, 391 - 412.
- PIETZSCH K. (1962): Geologie von Sachsen. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin. 870 S.
- PUPIN J.P. (1980): Zircon and granite petrology. Contrib. Mineral. Petrol. 73, 207 – 220.
- RAUCHE H. (1992): Spätvariszische Spannungs- und Verformungsgeschichte der Gesteine am Südwestrand der Elbezone (Östliches Saxothuringikum, Varisziden), Dissertation. Fakultät für Geowissenschaften an der Ruhr-Universität Bochum, 64 S.
- REINISCH R. (1927): Erläuterungen und geologische Karte von Sachsen, Blatt 99, Lichtenberg-Mulda. Leipzig. II. Auflage. Scale 1:25000.
- ROBARDET M., BONJOUR J.L., PARIS F., MORZADEC P. & RACHEBOEUF P.R. (1994): Ordovician, Silurian, and Devonian of the Medio-North-Armorican Domain. In: KEPPIE J. D. (ed.), Pre - Mesozoic Geology in France and related areas. Springer Verlag Heidelberg, 142 - 151.
- ROLLINSON H. (1993): Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Logman Geochemistry Series, 352 S.
- RÖTZLER K. (1995): Die PT-Entwicklung der Metamorphite des Mittel- und Westerbirges. Scientific Technical Report ed. Vol. STR 95/14. Geoforschungszentrum, Potsdam. 220 S.
- RÖTZLER K., MINGRAM B., TICHOMIROVA M. & TEUFEL S. (1997): Frühpaläozoische Vulkanitalter metamorpher Einheiten am NW-Rand des Böhmisches Massivs. Terra Nostra 5, 142 – 144.
- SCHÄFER H.J., GEBAUER D., NÄGLER T.F. & EGUILUZ L. (1993): Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): Implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. Contrib. Mineral. Petrol. 113, 289 – 299.
- SCHÄFER H.J., OCHSNER A. & GEBAUER D. (1994): The Pre-Hercynian evolution of the Iberian crust on the basis of conventional and ion-microprobe U-Pb data. J. Czech. Geol. Soc. 39, 92 – 93.
- SCHALCH F. (1878): Geologische Karte von Sachsen 1 :25000. Section Marienberg. 1. Aufl. Leipzig.
- SCHEUMANN K.H. (1932): Über die petrogenetische Ableitung der roten Erzgebirgsgneise. Min. Petr. Mitt. 42, 413 - 454.

- SCHEUMANN K.H. (1935): Die Rotgneise der Glimmerschieferdecke des sächsischen Granulitgebirges. Ber. Sächs. Akad. Wiss. 87, 251 – 286.
- SCHEUMANN K.H. (1938): Über die petrographische und chemische Substanzbestimmung der Gesteinsgruppe der Roten Gneise des sächsischen Erzgebirges und der angrenzenden Räume. Min. Petr. Mitt. 50, 391 – 440.
- SCHEUMANN K.H. (1957): Über Gneise des Erzgebirges. Eine Bemerkung zum Aufsatz von K. Pietzsch (1954). Z. Geologie 6, 3 – 40.
- SCHEUVENS D. & ZULAUF G. (1999): Stacking and collapse within the Central European Variscides – the role of the Central Bohemian Shear Zone. Terra Nostra 99/1, 176 – 177.
- SCHMÄDICKE E., MEZGER K., COSCA M.A. & OKRUSCH M. (1995): Variscan Sm-Nd and Ar-Ar ages of eclogite facies rocks from the Erzgebirge, Bohemian massif. J. Metamorph. Geol. 13, 537 - 552.
- SCHMIDT K. (1959): Zur tektonischen Analyse des Sächsischen Erzgebirges. Abh. zur Geotektonik 18, 104 S.
- SCHÖBEL H. (1985): Schichtflächenmarken und synsedimentäre Deformationsgefüge in der riphäischen Grauwacke der Kamenzer Serie. Veröff. Mus. Westlausitz, Kamenz 9, 13 – 41.
- SCHÜTZEL H., KUTSCHKE D. & WILDNER G. (1963): Zur Problematik der Genese der „Grauen Gneise“ des sächsischen Erzgebirges. Freib. For. Hft. C 159, 65 S.
- SEBASTIAN U. (1995): Die Strukturentwicklung des spätorogenen Erzgebirgsaufstiegs in der Flöhazone - Ein weiterer Beitrag zur postkollisionalen Extension am Nordrand der Böhmisches Masse. Freib. For. Hft. C 461, 114 S.
- SERGEEV S.A., KOMAROV A.N., BICKEL R.A. & STEIGER R.H. (1997): A new microtome for cutting hard submillimeter-sized crystalline objects for promoting high-resolution instrumental microanalysis. Eur. J. Mineral. 9, 449 – 456.
- SINGH J. & JOHANNES W. (1996): Dehydration melting of tonalites: Part I – Beginning of melting. Contrib. Mineral. Petrol. 125, 16 – 25.
- STACEY J.S. & KRAMERS J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth Planet. Sci. Lett. 26, 207 – 221.
- STRACHAN R.A., D'LEMONS R.S. & DALLMEYER R.D. (1996): Neoproterozoic evolution of an active plate margin: North Armorican Massif, France. In: NANCE R.D. & THOMPSON M.D. (eds.), Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer. Special Paper 304, 319 – 332.
- TAIT J., BACHTADSE V. & SOFFEL H. (1995): Upper Ordovician palaeogeography of the Bohemian Massif: implications for Armorica. Geophysical Journal International 122, 211 - 218.

TAIT J., SCHAETZ M., ZWING A., BACHTADSE V. & SOFFEL H. (1999): Palaeogeography and geodynamic evolution of Palaeozoic terranes in the Variscan and Alpine foldbelts. *Terra Nostra* 99/1, 195 – 196.

THIEBLEMONT D. & CABANIS B. (1994): Magmatic record of the geodynamic evolution of Brittany and Vendee during Paleozoic times: trace element constraints. In: KEPPIE J. D. (ed.), *Pre - Mesozoic Geology in France and related areas*. Springer Verlag Heidelberg, 220 – 230.

TIKHOMIROVA M., BELYATSKI B.V., BERGER H.-J. & KOCH E.A. (1995): Evidence of Variscan metamorphism in the Eastern Erzgebirge. *Terra Nostra* 7/95, 133 – 136.

TICHMOROWA M., BERGER H., KOCH E.A. & BOMBACH K. (1997): Zirkondatierung des leptynitischen Gneises am Grenzbereich des Osterzgebirges zur Elbezone und seine Beziehung zu Rotgneisen der Gm-Gruppe. *Freib. For. Hft. C* 470, 113 – 120.

TICHOMIROVA M., BERGER H.-J., KOCH E.A., BELYATSKI B., GÖTZE J., KEMPE U., NASDALA L. & SCHALTEGGER U. (2001): Zircon ages of high-grade gneisses in the Eastern Erzgebirge (Central European Variscides) – constraints on origin of the rocks and Precambrian to Ordovician magmatic events in the Variscan foldbelt. *Lithos* 56, 303 – 332.

TODT W.A. & BÜSCH W. (1981): U-Pb investigations on zircons from pre-Variscan gneisses – I. A study from the Schwarzwald, West Germany. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 1789 - 1801.

TURNIAK K., MAZUR S. & WYSOCZANSKI R. (2000): SHRIMP zircon geochronology and geochemistry of the Orlica-Snieznik gneisses (Variscan belt of Central Europe) and their tectonic implications. *Geodynamica Acta* 13, 293 – 312.

VALVERDE-VAQUERO P. & DUNNING G.R. (1999): Early Ordovician “Sardisch” magmatism in Central Spain. *Terra Nostra* 99/1, 202.

VANBREEMEN O., AFTALION M., BOWES D.R., DUDEK A., MISAR P. & POVONDRA P. (1982): Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 73, 89 – 108.

VAVRA G. (1994): Systematics of internal zircon morphology in major Variscan grantoid types. *Contrib. Mineral. Petrol.* 117, 331 – 344.

VIELZEUF D. & HOLLOWAY J.R. (1988): Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 257 – 276.

VON RAUMER J., ABRECHT J., BUSSY F., LOMBARDO B., MENOT R.P. & SCHALTEGGER U. (1999): The Palaeozoic metamorphic evolution of the Alpine External Massifs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79, 5 – 22.

WALTHER K. (1962): Petrographische und gefügekundliche Untersuchungen in den Unteren und Oberen Freiburger Gneisen im Bereich des Tales der Wilden Weißeritz, südlich der Talsperre Klingenberg. Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Geologie der TU Bergakademie Freiberg, 56 S.

- WATSON E.B. & HARRISON T.M. (1981): Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.* 64, 295 – 304.
- WATZNAUER A. (1954): Die erzgebirgischen Granitintrusionen. *Geologie Jg.3 (6/7)*, 688 - 706.
- WEBER B., KEMNITZ H. & PEACH K. (1991): Zur Kenntnis der Mikrofossilien und Problematika aus der Lausitzer Grauwacke (Kamenzer Gruppe). *Veröff. d. Museums d. Westlausitz* 14, 9 – 34.
- WENDT J.I., KRÖNER A., FIALA J. & TODT W. (1993): Evidence from zircon dating for existence of approximately 2.1 Ga old crystalline basement in southern Bohemian, Czech Republic. *Geol. Rundsch.* 82, 42 – 50.
- WENDT J.I. & TODT W. (1991): A vapor digestion method for dating single zircons by direct measurements of U and Pb without chemical separation. *Terra Abstr.* 3, 507 – 508.
- WERNER O., HESS J.C. & LIPPOLT H.J. (1996): Das variscische Abkühlungsmuster des Westerzgebirges - Ergebnisse isotopischer Mineraldatierung. *Terra Nostra* 96/2, 192 – 196.
- WERNER O. & LIPPOLT H.J. (1998): Belege für spätvariszische Krustenstapelung (330 Ma) im metamorphen Erzgebirge unter Beteiligung bereits früher abgekühlter Gesteine. *Terra Nostra* 98/2, 157 – 160.
- WERNER O., LIPPOLT H.J. & HESS J.C. (1997): Isotopische Randbedingungen zur Bestimmung der Alter tektonischer Prozess im variscischen Erzgebirge. *Terra Nostra* 97/5, 199 – 204.
- WERNER O. & LIPPOLT H.J. (2000): White mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the Erzgebirge metamorphic rocks: simulating the chronological results by a model of Variscan crustal imbrication. In: FRANKE W., HAAK V., ONCKEN O. & TANNER D. (eds.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society London Special Publications 179, 323 – 336.
- WHITNEY D.L. & IRVING A.J. (1994): Origin of K-poor leucosomes in a metasedimentary migmatite complex by ultrametamorphism, syn-metamorphic magmatism and subsolidus processes. *Lithos* 32, 173 – 192.
- WIEDEMANN F. (1965): Zum Kalium-Natrium-Haushalt im Kristallin des Erzgebirges. *Freib. For. Hft. C* 192, 72 S.
- WIEDEMANN F. (1969): Zur Petrographie und Petrogenese der Gneise und Glimmerschiefer des Sächsischen Erzgebirges. *Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden* 14, 111 - 251.
- WIEDEMANN R. (1989): Gefügeanalytische Untersuchungen von Augengneisen im Gebiet von Ehrenfriedersdorf-Wolkenstein (DDR). *Freib. Forsch. Hft. C* 429, 48 – 59.
- WIEDENBECK M., ALLE P., CORFU F., GRIFFIN W.L., MEIER M., OBERLI F., VON QUADT A., RODDICK J.C. & SPIEGEL W. (1995): Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostand. Newsl.* 19, 1 –23.

WILLNER A.P., RÖTZLER K. & MARESCHE W.V. (1997): Pressure-Temperature and fluid evolution of quartzo-feldspathic metamorphic rocks with a relic high-pressure, granulite-facies history from the Central Erzgebirge (Saxony, Germany). *J. Petrol.* 38, 307 - 336.

WIMMENAUER W. (1984): Das prävariskische Kristallin im Schwarzwald. *Fortschr. Mineral.* 62, 69 - 86.

ZEH A., COSCA M.A., BRÄTZ H., OKRUSCH M. & TICHOMIROVA M. (2000): Simultaneous horst-basin formation and magmatism during Late Variscan transtension: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ geochronology in the Ruhla Crystalline Complex. *Int. J. Earth Sci.* 89, 52 – 71.

ZULAUF G., DÖRR W., FIALA J. & VEJNAR Z. (1997): Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Tepla-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). *Geol. Rundsch.* 86, 571 – 584.

ZULAUF G., DÖRR W., FINGER F., FIALA J. & VEJAR Z. (1999): Cadomian tectonometamorphic imprints in the central part of the Bohemian massif (Tepla Barrandian unit). *Terra Nostra* 99/1, 216 – 217.

ANLAGEN

(TABELLEN)

Tabellenverzeichnis S.

Tabelle 1	Probenverzeichnis	175
Tabelle 2	Der Modalbestand (%) der Grau- und Rotgneise des Erzgebirges	181

GEOCHEMIE

Tabelle 3	Haupt- und Spurenelemente der Unteren Graugneise	184
Tabelle 4	Haupt- und Spurenelemente der Oberen Graugneise	187
Tabelle 5	Haupt- und Spurenelemente der Rotgneise	190
Tabelle 6	Haupt- und Spurenelemente der Granodiorite, Granite, Grauwacken und Xenolithe der Lausitzer Antiklinalzone	195
Tabelle 7	SEE-Gehalte der Unteren Graugneise (ppm)	197
Tabelle 8	SEE-Gehalte der Oberen Graugneise (ppm)	197
Tabelle 9	SEE-Gehalte der Rotgneise (ppm)	198
Tabelle 10	SEE-Gehalte der Granodiorite, Granite, Grauwacken und Xenolithe der Lausitzer Antiklinalzone	198

ISOTOPENGEOCHEMIE UND Rb/Sr-ALTER

Tabelle 11	Isotopenverhältnisse (Rb/Sr-, Sm/Nd- und O-System) und Modellalter der Gneise	200
Tabelle 12	Rb/Sr-Isochronenalter (Glimmer-Gesamtgesteine) der Graugneise	201
Tabelle 13	Pb-Pb-Isotopenverhältnisse der Gneise	202

ZIRKONMORPHOLOGIE UND ZIRKONDATIERUNG

Tabelle 14	Geschätzte quantitative Verteilung (%) der Zirkonmorphologietypen in den Graugneisen des Osterzgebirges	204
Tabelle 15	U/Pb -Analysedaten der Zirkonfraktionen der datierten Graugneise des Erzgebirges (konventionelle U/Pb-Methode analysiert am IGGP St. Petersburg und HF-Aufschluss-Methode analysiert am MPI Mainz)	206
Tabelle 16	U/Pb -Analysedaten der Zirkonfraktionen der datierten Graugneise des Erzgebirges (low blank U/Pb-Methode, analysiert am ETH Zürich)	209
Tabelle 17	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter (Ma) von Zirkonen der Unteren Graugneise des Erzgebirges	210

Tabelle 18	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter (Ma) von Zirkonen der Oberen Graugneise des Erzgebirges	211
Tabelle 19	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter (Ma) von Zirkonen der Rotgneise des Erzgebirges	215
Tabelle 20	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter (Ma) von Granodioriten, Graniten und Grauwacken der Lausitz	218
Tabelle 21	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Zirkonevaporationsalter einer Grauwackenprobe des Schwarzbürger Sattels	221
Tabelle 22	U/Pb -Analysedaten der Zirkone der datierten Graugneise des Erzgebirges (Punktanalysen mit der SHRIMP Ionensonde)	222

Tabelle 1: Probenverzeichnis

Proben-Nr.	Proben-bezeichnung	Beschreibung	Lokalität	Hochwert	Rechtswert
ERZGEBIRGE					
UNTERE GRAUGNEISE					
1	Ko 92	Grobflaseriger Biotitgneis	Freiberg, Halsbrücker Str.	5643920	4594980
2	Ko 93	mittelkörniger flaseriger Biotitgneis	Freiberg, Halsbrücker Str.	5643920	4594980
3	BBG 2	grobflaseriger Biotitgneis	Freiberg, Münz- bachtal	5644390	4594720
4	Bo 4	grobflaseriger Biotitgneis	Freiberger Mulde,	5648600	4594320
5	Bo 4a	mittelkörniger flaseriger Biotitgneis	7. Lichtloch Freiberger Mulde	5648600	4594320
6	Bo 3	grobflaseriger Biotitgneis	Bobritzschtal, Forstmühle	5649340	4597700
7	Bo1	grobflaseriger Biotitgneis	Oberschaar, Rodelandbach	5650560	4598900
8	AW 1	mittelkörniger blastischer Biotitgneis	nordöstlich Lichtenberg	5633620	4601800
9	AW 1a	mittelkörniger blastischer Biotitgneis	nordöstlich Lichtenberg	5633620	4601800
10	AW 2	mittelkörniger blastischer Biotitgneis	nordwestlich St. Michaelis	5638680	4590420
11	BBG 10	grobflaseriger Biotitgneis	Bohrg. Ho 4/53, Oberschöna, Hospitalwald	5641080	4591160
12	BBG12	grobflaseriger Biotitgneis	Bohrg. Ob. 9/52 Steinberg, Oberschöna	5640550	4589665
13	BBG 11	mittelkörniger flaseriger Biotitgneis	Bohrg. Ob. 2/56, Steinbruch Oberschöna	5640820	4589080
14	BBG 6	mittelkörniger flaseriger Biotitgneis	Steinbruch Wegefath	5642720	4587710
15	Ra 1	grobkörniger Biotitgneis	Rabenauer Grund, Predigtstuhl Borlas,	5648470	5402920
16	Ra 3	grobflaseriger Biotitgneis	Mittelwiesen Tal der Wilden	5646780	5402660
17	Ra 5	grobflaseriger Biotitgneis	Weißeritz, Barthmühle	5644860	5399680
18	OE 1	grobflaseriger heller Biotitgneis	Obercunnersdorf	5641880	5399010
19	OE 2/1	mittelkörniger flaseriger biotitarmer Gneis	Beurreuth	5641940	5405470
20	OE 2/2	mittelkörniger flaseriger Biotitgneis	Beurreuth	5641940	5405470
21	OE 4/4	mittelkörniger Biotitgneis	Südende Talsperre Malter	5642934	5405835

22	OE 6	grobflaseriger Biotitgneis	Straße von Hirschbach nach Kreischa	5641820	5412565
23	Ko 192	Biotitzweifeldspatgneis	südwestlich Fuchsmühle	5645210	4596580
24	Ko 193	Biotitgneis, mk – kk	Muldenhang, südlich Ratsmühle	5642510	4597190
25	Ko 278	gestreckter Biotitgneis	Klippen zwischen Lichtenberg und Mulda	5632960	4599570
26	RZ FG 1	grobflaseriger Biotitgneis	Freiberg,	5644932	4595663
27	RZ AP 1	grobflaseriger "Aplitgang"	Himmelfahrtsgrube, Hauptstolln Stehender	5644932	4595663
OBERE GRAUGNEISE					
28	Ra 1a	feldspatblastischer Biotitgneis	Rabenauer Grund, Predigtstuhl	5648470	5402920
29	Ra 2	kleinkörniger Biotitgneis	Tal der Roten Weißeritz, Bahnhof Seifersdorf	5645830	5405120
30	OE 4/1	kleinkörniger Biotitgneis	Südende Talsperre Malter	5642920	5405840
31	BBG 7	kleinkörniger Biotitgneis	Striegistal, NW Wegefath	5644200	4586500
32	BBG 8	kleinkörniger Biotitgneis	Grube Beihilfe Halsbrücke, 250m Sohle	5649000	4593770
33	Ko 277	kleinkörniger Biotitgneis	Klippen zwischen	5632960	4599570
34	Ko 277b	feldspatblastischer Biotitgneis	Lichtenberg und Mulda	5632960	4599570
35	AW 3	biotitreicher kleinkörniger Gneis	auflässiger Steinbruch südlich Wegefath	5642700	4587690
36	OE 5	feldspatblastischer Biotitgneis	östl. Ortsausgang Hirschbach	5641940	5412380
37	Ko 305	kleinkörniger Biotitgneis	Steinbruch Großhartmannsdorf - Helbigsdorf	5630530	4595000
38	Ko 306a	grobflaseriger	Steinbruch an der	5641440	4587000
39	Ko 306b	feldspatblastischer Biotitgneis	Straße Oberschöna-Frankenstein	5641440	4587000
40	Ko 307	feldspatblastischer Biotitgneis	Colmnitz	5644160	4603840
41	Ko 308	dichter Graugneis	Mulda	5630460	4601040
42	Ko 287	(Xenolith)	Tal der Wilden Weißeritz,	5634475	5400790
43	KE 399	feldspatblastischer Biotitgneis	Lehnmühle Buchholzer Stadtwald	5602840	4570760
44	KE 400	kleinkörniger Biotitgneis	Schmatal vor Einmündung in die	5607950	4570560

45	Ko 283	mittelkörniger Biotitgneis	Zschopau Südflanke des Großen Leitzberges	5627750	4599720
46	Ko 282	dichter Graugneis	Henningshöhe bei Mulda	5632465	4601235
47	Ko 194	kleinkörniger Biotitgneis	Alpstein bei Helbigsdorf	5632155	4595945
48	Ko 195/1	kleinkörniger schlieriger leukokrater Biotitgneis	300 m nordwest- lich Wirtshaus Lehngut - Mulda	5631600	4599025
49	Ko 195/2	kleinkörniger schlieriger Graugneis	300 m nordwest- lich Wirtshaus Lehngut - Mulda	5631600	4599025
50	KE 428	kleinkörniger Biotitgneis	Steinbruch Hammerleithen, Pöhla	5697959	4557860
51	WE 3A	feldspatblastischer Gneis	Singerstein bei Hermannsdorf	5607481	4565543
52	KE 444	"grauer" Augengneis	Sauwaldgut südlich Frohnau	5607770	4569410
53	Ko 309	Muldaer Granitgneis	Mulda, südl. Hang der Freiburger Mulde	5630460	4601040
54	Ko 322	Muldaer Granitgneis	Mulda, Weg "Heiterer Blick"	5631055	4600985
55	KE 483	dichter amphibolführender Graugneis	Zschopautal bei Wiesa	5609650	4572240
56	KE 486	mittelkörniger Biotitgneis	Felsen südlich Vogel-Höhe	5608140	4569520
57	KE 487	kleinkörniger Biotitgneis	Kleiner Fuchsstein, Tannenberg	5607840	4565810
58	KE 488	"grauer" Augengneis Bärenstein - Schlettau	Brünlasmühle W Schlettau	5603220	4564750
ROTGNEISE					
59	Non 1	grobflaseriger heller Augengneis	Nonnenfelsen	5610681	4587688
60	95-8	Augengneis	Pobershau, Katzenstein	5611600	4587800
61	Reiz 1a	grobflaseriger dunkler (viel Biotit) Augengneis,	2-3 km WSW vom alten Bahnhof Reizenhain, Klippen am Rothenbach	5602250	4584398
62	Reiz 1b	mittelkörniger dunkler Gneis mit Feldspat- Schmitzen	Kreuzung der Straßen Reizenhain- Steinberg-Satzung	5602510	4583583
63	94-3	grobflaseriger Augengneis, biotitführend	Schwarzenberg	5600850	4556300
64	WE 8	grobflaseriger Augengneis,	ca. 2km NW	5599606	4556424

65	Har 1	biotitführend riesenkörniger heller Augengneis, relativ undeformiert	Grünstädtel, Klippen im Wald alter Steinbruch an der Straße Frankenstein - Hartha	5641895	4583992
66	Mem 1	foliiertes heller Augengneis	alter südlichster Kalksteinbruch, N der Straße Frankenstein- Oederan	5639951	4583597
67	Fra 1e	foliiertes heller Augengneis	Frankenstein, ca. 400 m NNE von Kirche	5641766	4585317
68	KE 447	mittelkörniger, heller Rotgneis	Klippen 100 m nördlich Sägewerk Schmalzgrube	5598450	4580580
69	KE 448	riesenkörniger, heller Augengneis	Klippen 150 m NW Hainmühle bei Jöhstadt	5598870	4578320
70	KE 426	mittelkörniger Muskowitgneis	850 m W Whs. Siebensäure, Neudorf	5697959	4557860
71	94-5	Muskowitgneis	Hammerunterwie- senthal, Stümpelfelsen	5590450	4570750
72	95-5	Muskowitgneis	Hammerunterwie- senthal, Stümpelfelsen	5590450	4570750
73	Fra 1	mittelkörniger lagiger Muskowitgneis	Frankenstein, ca. 400 m NNE von Kirche	5641766	4585317
74	Fra 1a	mittelkörniger lagiger (Qu- und Fsp-Lagen) Muskowitgneis	Frankenstein, ca. 400 m NNE von Kirche	5641766	4585317
75	Fra 1b	mittelkörniger hellgrauer Muskowitgneis	Frankenstein, ca. 400 m NNE von Kirche	5641766	4585317
76	OE 7	grobkörniger flasriger Muskowitgneis	Lockwitztal, Teufelsmühle	5642720	5413715
77	Malt 1a	mittel- bis grobkörniger Muskowitgneis	Talsperre Malter, Siedlung an Straße Pausdorf- Dippoldisw.	5642838	5405277
78	Malt 1b	mittelkörniger hellgrauer Muskowitgneis	Talsperre Malter, Siedlung an Straße Pausdorf- Dippoldisw.	5642838	5405277
79	Ko 284	kleinkörniger heller Muskowitgneis	600 m W Kirche Weigmannsdorf	5634605	4596725
80	94-7	mylonitischer	Burgruine	5615370	4585680

81	ggn 3	Muskowitgneis mittelkörniger	Niederlauterstein 500 m SSE	5614780	4586633
82	KE 445	Muskowitgneis feinkörniger hellgrauer Muskowitgneis	Burgberg, Zöblitz nördlich Elterlein, SE der Straßenbrücke	5605860	4561900
83	KE 331	hellgrauer folierter Muskowitgneis	300 m S Floßzeche bei Crottendorf	5593820	4562980
84	95-2	Muskowitgneis	Ehrenfriedersdorf Kreyerbruch	5614300	4568900
85	KE 446	feinkörniger grauer Einschluß im Muskowitgneis	Nordhang des Schwarzwassers, 300 m W Bahnhof Schmalzgrube	5600050	4579900
86	KE 484	grobflaseriger Augengneis	Annaberger Stadtwald, 450 m NNW Neudeck	5608030	4569900
87	KE 485	mittelkörniger Muskowitgneis mit glimmerreichen Lagen	270 m S Vogel- Höhe	5608140	4569520
LAUSITZ					
88	Kin 1	mittelkörniger Biotit- führender Granodiorit (BGd)	Steinbruch Kindisch	5673635	5438025
89	Dem1	mittelkörniger Biotit- führender Granodiorit (BGd)	Steinbruch Demitz	5666696	5448123
90	Seid 1	mittelkörniger Biotit- führender Granodiorit (BGd)	Steinberg S Königshain	5671102	5490889
91	Rad 1	feinkörniger schlieriger Zweiglimmergranodiorit (ZGd)	Radeberg, 300 m flußabwärts an Röder vom Schloß	5665461	5425263
92	Teufel 1a	homophaner feinkörniger Zweiglimmergranodiorit (ZGd)	Teufelskanzel, 2 km W Jägerhaus bei Wilthen	5664895	5457357
93	Teufel 1b	mittelkörniger serialporphyrischer Muskowit- und Biotitführender Granodiorit (MBGd)	Teufelskanzel, 2 km W Jägerhaus bei Wilthen	5664895	5457357
94	Kit 1a	homophaner feinkörniger Zweiglimmergranodiorit (ZGd)	Horkenberg bei Kittlitz	5665701	5476946
95	Kit 1b	mittelkörniger serialporphy-rischer Muskowit- und Biotitführender Granodiorit (MBGd)	Horkenberg bei Kittlitz	5665701	5476946
96	Laus 4	feinkörniger Xenolith im Zweiglimmergranodiorit	Teufelskanzel bei Wilthen, 200 m WNW auf Weg	5665030	5456987

97	Laus 5	dichter hellgrauer Xenolith im Zweiglimmer- granodiorit	500 m SSW Teufelskanzel bei Wilthen	5664843	5456775
98	Kin 2	Grauwacke	Steinbruch Kindisch, ca. 100 m vom Kontakt zum Biotitgranodiorit	5673870	5438399
99	But 1	Grauwacke	Steinbruch Butterberg bei Bernbruch	5684971	5435626
100	Rumb 1	riesenkörniger Granit	Steinbruch Rosenthal bei Ostritz	5647212	5492462
101	HDUB 1	feinsandiger hellgrauer Quarzit	Kreutzschenker Höhe, Hohe Dubrau bei Groß - Radisch	5680985	5478314
102	HDUB 2	feinsandiger dunkelroter Quarzit	1 km E Weigersdorf, straÙe nach Oberprauske	5680386	5476193

Tabelle 2: Der Modalbestand (Vol-%) der Grau- und Rotgneise des Erzgebirges

	Quarz	Plagioklas	K-Feldspat	Biotit	Muskowit	Granat
<u>Untere Graugneise</u>						
Schmidt (1959)	26-36	29-45	1-8	11-22	4-11	-
Walther (1962)	30-32	35-42	8-15	7-15	4-7	-
Wiedemann (1969)	21-37	22-40	5-26	5-20	5-15	-
Klemm (1995)	20-30	20-30	15-25	15-20	0-11	-
<u>Obere Graugneise</u>						
Schmidt (1959)	11-45	22-50	0-18	9-31	1-21	0-2
Zänker (1961)	24-28	33-42	6-16	18-27	0-5	-
Walther (1962)	30-40	38-47	0,2-7	9-18	2-8	-
Kliumus (1963)	27-38	26-37	11-16	5-24	3-11	+
Wiedemann (1969)	30-32	20	0,5-11	15-20	0-15	+
Klemm (1995)	25	35-50	20	20	10	+
<u>Rotgneise</u>						
Schmidt (1959)	30-48	13-48	7-30	0-19	5-18	0-1
Zänker (1961)	31	39	14	15	0,30	0,50
Wiedemann (1969)	30-34	24-37	8-26	4-20	4-10	0-3

- : nicht vorhanden

+ : Gehalte unter 0.1 %

GEOCHEMIE

Tabelle 3: Haupt- und Spurenelemente der Unteren Graugneise

Proben-Nr.	1	2	4	5	6	7	8	9	10
Proben- bezeichnung	Ko 92	Ko 93	Bo 4	Bo 4a	Bo 3	Bo 1	AW 1	AW 1a	AW 2
Hauptelemente									
(Gewichts-%)									
SiO ₂	66.46	65.64	67.31	66.28	67.25	67.33	68.67	63.26	68.26
TiO ₂	0.68	0.82	0.8	0.81	0.69	0.77	0.63	0.82	0.73
Al ₂ O ₃	16.03	15.82	15.32	15.5	15.23	15.39	14.5	17.39	15.47
Fe ₂ O ₃	4.55	5.49	4.85	5.08	4.86	4.88	4.41	5.51	4.62
MgO	1.72	2.37	2.01	2.03	1.8	1.6	2.27	2.53	1.98
CaO	1.87	1.85	1.25	1.69	1.4	2.25	1.0	1.09	0.94
Na ₂ O	3.37	3.55	2.53	2.83	3.1	3.45	3.3	5.26	2.91
K ₂ O	3.96	3.39	4.85	3.91	3.95	3.71	3.22	1.97	4.03
P ₂ O ₅	0.2	0.22	0.17	0.2	0.27	0.3	0.16	0.24	0.18
LOI	1.52	1.89	1.52	1.35	1.53	0.92	1.79	2.65	2.03
A/CNK	1.21	1.23	1.31	1.30	1.28	1.12	1.35	1.36	1.42
Spurenelemente									
(ppm)									
Mn	731	506	463	495	474	460	386	371	409
As	32	9	13	28	23	9	6	5	15
Ba	763	640	1144	1045	755	686	732	879	730
Bi	<2	-	0	<1	-	<2	-	<2	-
Co	10	15	14	12	10	13	11	16	8
Cr	47	51	56	64	69	65	32	55	51
Cu	24	23	26	25	36	32	15	57	16
Ga	18	17	20	27	22	19	20	19	21
Hf	5	6	6	6	5	6	5	7	5
Mo	-	<1	3	3	4	<2	<1	<2	2
Nb	10	12	12	10	14	11	10	12	12
Ni	23	30	67	15	20	12	20	23	18
Pb	25	10	292	59	22	23	8	13	44
Rb	165	154	189	160	161	142	96	70	150
Sc	20	14	12	20	13	9	13	16	20
Sr	227	157	147	142	180	163	122	178	99
Th	15	14	12	11	5	6	<3	12	13
U	<4	<4	<3	<5	<5	<4	<2	<1	<3
V	77	85	80	75	76	65	67	83	63
Y	20	29	27	29	24	30	28	24	32
Zn	124	306	320	160	77	71	52	41	89
Zr	186	223	216	203	182	237	184	253	185
CIPW - Normen									
Q	25.95	25.3	29.05	29.2	29.54	26.71	32.64	20.04	31.68
or	23.7	20.22	28.95	23.52	23.71	22.01	19.4	11.88	24.05
ab	28.82	30.26	21.58	24.32	26.59	29.25	28.41	45.33	24.81
an	8.2	7.96	5.25	7.34	5.44	9.44	4.1	4.08	3.64
C	3.25	3.43	4.02	4.02	3.93	2.24	4.18	5.23	5.03
Hy en	4.35	5.98	5.07	5.16	4.57	4.01	5.78	6.45	4.99
he (F)	4.6	5.54	4.89	5.17	4.93	4.9	4.49	5.62	4.66
ap (CP)	0.44	0.48	0.37	0.44	0.6	0.66	0.36	0.53	0.4

Proben-Nr.	11*	12*	13*	14*	15	16	17	18
Proben- bezeichnung	BBG 10	BBG 12	BBG 11	BBG 6	Ra 1	Ra 3	Ra 5	OE 1
Hauptelemente								
(Gewichts-%)								
SiO ₂	71.7	74.0	68.7	67.6	70.01	70.64	67.38	71.69
TiO ₂	0.63	0.61	0.86	0.9	0.53	0.52	0.73	0.40
Al ₂ O ₃	13.8	13.3	14.4	15.2	14.45	14.79	15.42	14.73
Fe ₂ O ₃	2.41	2.43	4.55	4.7	3.8	3.36	4.92	2.83
MgO	0.87	0.63	1.44	1.4	1.24	1.17	1.78	1.05
CaO	0.27	0.24	0.47	1.5	0.77	0.9	0.94	0.90
Na ₂ O	2.83	1.98	2.09	3.4	3.1	2.69	3.01	2.83
K ₂ O	3.79	4.84	5.01	2.8	4.07	5.10	3.93	4.28
P ₂ O ₅	0.17	0.13	0.19	0.22	0.23	0.11	0.23	0.13
LOI	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.83	0.73	1.76	1.43
A/CNK	1.49	1.49	1.48	1.34	1.33	1.28	1.41	1.35
Spurenelemente								
(ppm)								
Mn	148	297	275	600	329	326	478	403
As	-	-	-	-	35	<1	19	10
Ba	635	913	821	625	744	947	726	627
Bi	-	-	-	-	<2	<1	<1	<2
Co	84	55	365	17	11	8	14	4
Cr	55	48	52	79	67	31	81	36
Cu	42	94	24	32	37	18	37	17
Ga	-	-	-	-	12	12	21	15
Hf	-	-	-	-	6	6	7	5
Mo	-	-	-	-	<2	-	3	3
Nb	-	-	-	-	10	10	11	7
Ni	-	-	-	37	17	14	26	12
Pb	19	172	18	22	26	32	24	21
Rb	113	141	164	490	135	172	154	149
Sc	-	-	-	-	13	14	8	11
Sr	36	86	49	210	154	145	160	140
Th	-	-	-	-	14	18	6	9
U	-	-	-	-	<4	<6	0	<4
V	46	26	46	82	54	46	83	39
Y	-	-	-	-	33	31	29	19
Zn	12.	372.	466	100	105	54	78	41
Zr	189	144	228	90	240	201	253	131
CIPW - Normen								
Q	40.74	43.64	35.55	33.13	34.11	32.32	31.27	36.11
or	23.24	29.16	30.27	16.95	24.51	30.38	23.64	25.61
ab	24.8	17.05	18.08	29.41	26.68	22.9	25.87	24.2
an	0.35	0.44	1.25	6.3	2.52	3.85	3.37	3.75
C	5.09	4.72	5.21	4.41	4.1	3.45	5.07	4.12
Hy en	2.25	1.6	3.68	3.58	3.16	2.95	4.53	2.66
he (F)	2.49	2.48	4.66	4.81	3.87	3.38	5.00	2.86
ap (CP)	0.38	0.29	0.42	0.49	0.51	0.24	0.51	0.29

Proben-Nr.	19	20	21	22	25	26	27
Proben- bezeichnung	OE 2/1	OE 2/2	OE 4/4	OE 6	Ko 278	RZ FG 1	RZ AP 1
Hauptelemente							
(Gewichts-%)							
SiO ₂	74.26	66.25	65.75	66.48	68.37	70.00	75.30
TiO ₂	0.16	0.63	0.80	0.75	0.66	0.57	0.07
Al ₂ O ₃	13.48	15.44	14.93	15.49	14.02	14.54	12.77
Fe ₂ O ₃	1.07	4.11	5.35	4.95	4.42	3.70	0.83
MgO	0.44	1.41	2.04	1.71	1.64	1.38	0.23
CaO	0.71	1.68	1.39	2.29	0.88	1.82	0.47
Na ₂ O	2.16	3.74	3.10	3.33	3.29	3.14	2.00
K ₂ O	6.16	2.53	3.39	3.79	4.20	3.88	7.70
P ₂ O ₅	0.24	0.20	0.17	0.21	0.17	0.14	0.14
LOI	1.12	3.17	2.18	0.80	2.35	1.00	0.61
A/CNK	1.17	1.29	1.32	1.13	1.21	1.15	1.02
Spurenelemente							
(ppm)							
Mn (MnO,%)	96	385	482	522	(0.05)	(0.05)	(0.014)
As	20	11	8	22	b.d.l.	21	113
Ba	1377	515	650	667	848	740	355
Bi	-	-	-	-	-	1.1	0.7
Co	<1	10	13	8	7.5	8	3
Cr	<8	49	68	51	38	198	325
Cu	20	21	22	18	56	10	30
Ga	8	20	19	22	19	17	11
Hf	4	6	6	6	6.3	4.8	1.1
Mo	<1	2	-	<2	-	3	4
Nb	3	12	12	11	10	7	0
Ni	6	16	21	14	31	0	519
Pb	40	19	17	64	11	46	151
Rb	137	100	147	160	136	152	151
Sc	5	14	13	19	11	10	3
Sr	188	210	174	175	144	158	132
Th	7	7	14	13	12	10	2.3
U	<1	<1	<3	<0	3.5	2.8	5.4
V	22	65	86	70	49	57	5
Y	11	18	26	27	35	26	13
Zn	19	53	79	77	50	129	367
Zr	96	189	243	222	224	155	26
CIPW - Normen							
Q	37.04	30.87	30.09	25.95	29.96	31.45	33.36
or	36.92	15.59	20.69	22.64	25.43	23.13	45.76
ab	18.50	32.93	27.03	28.43	28.46	26.75	16.98
an	2.14	7.46	6.09	10.24	3.45	8.28	1.52
C	2.5	4.08	4.11	2.2	2.88	2.17	0.57
Hy en	1.11	3.67	5.26	4.32	4.20	3.48	0.58
he (F)	1.08	4.28	5.52	5.00	4.41	3.60	0.80
ap (CP)	0.53	0.45	0.38	0.46	0.38	0.31	0.31

* - Proben, deren Werte mir von Herrn H.-J. Berger (Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie) aus unveröffentlichten Berichten übergeben wurden.

Tabelle 4: Haupt- und Spurenelemente der Oberen Graugneise

Proben-Nr.	28	29	30	31*	32*	33	34	35	36	41
Proben- Bezeichnung	Ra 1a	Ra 2	OE 4/1	BBG 7	BBG 8	Ko 277	Ko 277b	AW 3	OE 5	Ko 308
Hauptelemente										
(Gewichts-%)										
SiO ₂	71.94	71.57	71.23	70.6	71.4	65.40	65.97	72.31	71.38	73.77
TiO ₂	0.58	0.61	0.56	0.8	0.6	0.64	0.67	0.61	0.30	0.42
Al ₂ O ₃	13.67	13.39	13.67	13.6	13.0	14.17	15.83	13.45	14.26	12.03
Fe ₂ O ₃	4.09	4.34	4.04	3.9	4.1	5.07	5.53	4.25	2.24	3.62
MgO	1.67	1.64	1.56	1.2	1.6	1.89	2.14	1.61	0.71	1.25
CaO	1.10	1.09	0.95	2.1	1.8	0.89	0.79	1.20	1.01	2.80
Na ₂ O	3.02	2.92	3.52	3.4	2.9	2.55	3.06	3.14	3.15	2.38
K ₂ O	3.36	2.46	2.97	2.9	2.4	3.70	3.34	2.03	4.16	1.73
P ₂ O ₅	0.30	0.23	0.11	0.16	0.23	0.14	0.20	0.15	0.19	0.15
LOI	1.00	1.78	2.37	-	-	4.07	2.53	1.39	1.44	2.08
Spurenelemente										
(ppm)										
Mn (MnO,%)	391	295	345	600	460	(0.06)	(0.07)	394	247	(0.05)
As	<3	11	7	-	-	8	13	<4	20	0
Ba	477	565	781	680	620	808	707	537	536	294
Bi	-	<1	<1	-	-	0.4	0.2	<3	-	0
Co	4	16	7	11	10	9.0	11	11	5	8
Cr	86	103	72	40	170	55	63	69	20	36
Cu	27	55	21	21	14	21	24	25	11	43
Ga	15	15	13	-	-	17	19	17	19	13
Hf	7	7	6	-	-	5.3	5.5	7	4	3.4
Mo	0	<2	3	-	-	-	0	<2	<1	0
Nb	8	10	9	-	-	9	12	11	9	12
Ni	15	29	28	25	24	25	31	36	9	31
Pb	23	17	19	36	16	9	18	23	17	86
Rb	135	84	95	60	90	129	139	78	159	79
Sc	15	12	13	-	-	11	13	9	8	9
Sr	177	203	198	220	220	167	208	204	116	255
Th	11	15	7	-	-	10	9.0	10	6	6.5
U	<6	8	-	-	-	2.0	1.8	<5	<3	1.5
V	67	72	66	65	14	66	77	79	29	40
Y	25	32	18	-	-	23	26	19	20	20
Zn	61	65	57	75	-	42	62	64	51	0
Zr	264	293	196	200	185	205	214	243	114	129

Proben-Nr.	42	43	44	45	46	48	49	50	51
Proben- bezeichnung	Ko 287	KE 399	KE 400	Ko 283	Ko 282	Ko 195/1	Ko 195/2	KE 428	WE 3A
Hauptelemente									
(Gewichts-%)									
SiO ₂	67.47	60.63	66.75	71.02	71.70	75.62	74.13	82.49	65.17
TiO ₂	0.69	0.75	0.77	0.54	0.56	0.36	0.58	0.34	0.76
Al ₂ O ₃	13.96	17.25	14.79	12.46	12.73	13.02	12.49	7.71	15.62
Fe ₂ O ₃	5.11	7.77	5.10	4.31	3.98	2.42	4.08	4.45	5.41
MgO	1.70	2.39	1.76	1.61	1.45	0.93	1.60	0.61	1.82
CaO	1.60	1.32	1.13	0.66	1.29	1.21	1.09	0.15	1.77
Na ₂ O	2.57	2.40	2.98	3.39	2.81	2.72	2.25	1.05	3.18
K ₂ O	3.59	3.71	3.86	2.96	1.95	2.47	2.64	1.82	3.90
P ₂ O ₅	0.22	0.16	0.13	0.16	0.16	0.20	0.15	0.08	0.18
LOI	2.53	2.25	1.42	2.96	3.68	1.19	1.39	1.65	1.82
Spurenelemente									
(ppm)									
Mn (MnO, %)	(0.07)	(0.07)	(0.05)	(0.02)	(0.05)	(0.03)	(0.05)	(0.03)	(0.06)
As	11	17	-	13	12	-	-	0	0
Ba	894	849	872	450	533	1048	797	325	772
Bi	0.6	0.4	-	-	0.2	-	-	0	0
Co	8.6	10	6.9	5.2	7.8	6	15	9	9
Cr	43	71	45	22	44	42	61	24	46
Cu	14	45	-	11	10	<12	<12	0	13
Ga	19	23	17	15	13	-	-	9	19
Hf	6.4	5.0	7.0	6.6	5.0	-	-	5.4	6.9
Mo	0.6	0.9	0.7	-	-	<1	<2	0	0
Nb	12	14	12	8	8	10	14	7	12
Ni	26	31	26	17	23	<9	23	0	0
Pb	27	23	11	16	11	26	22	0	19
Rb	144	174	150	120	74	87	106	70	164
Sc	12	16	14	9	9	<2	9	5	15
Sr	167	170	121	67	197	237	191	36	148
Th	12	11	13	12	9	11	18	7.3	10.0
U	3.9	3.6	4.7	3.0	1.7	<2	<3	1.5	1.6
V	59	84	68	44	49	46	59	38	76
Y	37	28	24	35	20	16	16	19	23
Zn	71	141	42	36	30	37	64	0	72
Zr	243	182	245	265	198	187	268	207	253

Proben-Nr.	52	53	54	55	56	57	58	Fsp-bl.	Fsp-bl.	dichte
Proben- bezeichnung	KE 444	Ko 309	Ko 322	KE 483	KE 486	KE 487	KE 488	Gn. 1; Mingram (1996)	Gn. 2; Mingram (1996)	Gneise; Mingram (1996)
Hauptelemente (Gewichts-%)										
SiO ₂	69.62	65.65	66.09	58.21	63.99	62.87	70.93	64.8	63.9	67.5
TiO ₂	0.57	0.73	0.76	0.97	0.59	0.70	0.51	0.76	0.75	0.65
Al ₂ O ₃	14.49	15.24	14.71	14.72	16.62	17.23	13.32	16.1	16.9	15.3
Fe ₂ O ₃	3.95	5.41	5.08	7.64	5.31	5.73	3.33	5.4	5.6	4.9
MgO	1.24	1.93	1.73	4.38	2.10	2.44	1.08	2.1	2.4	2.0
CaO	0.78	1.47	1.70	6.30	0.66	1.77	0.58	1.5	1.4	1.3
Na ₂ O	2.69	2.71	2.91	2.70	1.52	3.33	2.32	3.2	2.7	2.9
K ₂ O	4.22	3.56	4.16	2.11	5.84	3.05	4.39	3.9	3.7	3.3
P ₂ O ₅	0.13	0.17	0.17	0.14	0.18	0.18	0.17	0.2	0.2	0.1
LOI	1.85	3.01	2.72	1.52	3.14	2.57	2.47	-	-	-
Spurenelemente (ppm)										
Mn (MnO, %)	(0.04)	(0.07)	(0.06)	(0.11)	(0.05)	(0.07)	(0.03)	(0.1)	(0.1)	(0.1)
As	15	13	7	12	16	11	11	-	-	-
Ba	760	872	938	414	668	615	846	761	747	823
Bi	0	0.2	2.4	2.9	5.0	2.9	1.3	-	-	-
Co	5	9	11	23	9	10	6	14	13	12
Cr	32	45	57	179	74	92	36	58	80	69
Cu	16	15	23	23	132	21	16	27	26	25
Ga	16	17	22	20	24	23	18	20	22	19
Hf	6.0	5.6	7.3	6.3	5.3	6.2	5.7	-	-	-
Mo	0	0	0	0	0	0	0	-	-	-
Nb	10	11	11	6	10	11	7	-	-	-
Ni	0	18	0	0	0	0	0	25	24	29
Pb	21	14	37	21	13	29	54	18	39	28
Rb	161	141	159	99	491	118	187	163	169	125
Sc	11	13	13	27	13	15	9	11	14	12
Sr	104	242	227	143	70	217	122	179	199	200
Th	12.1	10.7	14.7	9.2	11.6	13.8	15.0	-	-	-
U	3.0	2.3	6.7	2.4	6.7	3.7	3.8	-	-	-
V	49	70	88	174	91	100	57	76	88	78
Y	25	28	37	33	19	28	25	26	28	21
Zn	71	38	115	125	120	93	103	85	100	86
Zr	201	213	242	217	160	200	185	275	230	233

* - Proben, deren Werte mir von Herrn H.-J. Berger (Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie) aus unveröffentlichten Berichten übergeben wurden.

Tabelle 5: Haupt- und Spurenelemente der Rotgnese

Proben-Nr.	59	60	61	62	63	64
Probenbezeichnung,	Non 1	95-8*	Reiz 1a	Reiz 1b	94-3*	We 8
Rotgnesekörper	Reitzenh. Kuppel	Reitzenh. Kuppel	Reitzenh. Kuppel	Reitzenh. Kuppel	Schwarz-b. Kuppel	Schwarz-b. Kuppel
Hauptelemente						
(Gewichts-%)						
SiO ₂	77.4	76.6	65.53	67.26	68.1	71.53
TiO ₂	0.11	0.12	0.64	0.68	0.52	0.45
Al ₂ O ₃	12.26	12.2	16.08	15.02	15.3	13.32
Fe ₂ O ₃	1.23	1.3	4.82	4.82	3.6	3.29
MgO	0.21	0.19	1.71	1.71	1.21	1.00
CaO	0.43	0.35	0.93	0.98	0.84	0.62
Na ₂ O	2.99	2.59	3.43	2.66	3.12	3.97
K ₂ O	4.07	4.75	3.30	4.47	4.68	4.22
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.18	0.18	0.17	0.14
LOI	1.4	1.3	3.78	2.58	1.8	1.67
A/CNK	1.21	1.21	1.47	1.36	1.30	1.09
Spurenelemente						
(ppm)						
Mn (MnO,%)	(0.01)	(0.01)	(0.06)	(0.06)	(0.04)	(0.05)
As	6	-	13	6	-	0
Ba	115	100	565	959	881	1050
Bi	0.5	-	0.4	0	-	0.2
Co	0	-	8	9	-	2.5
Cr	54	13	40	35	42	13
Cu	0	-	15	17	-	0
Ga	15	13	18	18	19	14
Hf	2.2	-	5.2	5.7	-	4.4
Mo	0	-	0	0	-	0
Nb	6	-	11	12	-	8
Ni	0	2	15	0	12	12
Pb	7	-	10	13	-	11
Rb	236	326	154	192	176	165
Sc	4	-	13	13	-	7
Sr	31	23	140	132	100	75
Th	5.3	-	10.8	9.1	-	12
U	4.9	-	1.9	2.0	-	2.7
V	6	<10	62	66	52	30
Y	14	17	26	30	34	27
Zn	0	39	52	100	67	59
Zr	60	71	195	210	202	153
CIPW - Normen						
Q	44.12	39.20	29.87	31.16	29.59	30.27
Or	24.35	34.26	20.19	27.03	28.37	25.32
Ab	25.56	22.05	29.99	22.98	27.02	34.03
An	1.21	0.80	3.68	3.89	3.25	2.29
C	2.51	1.42	5.74	4.49	4.02	1.40
Hy en	0.53	0.48	4.42	4.37	3.10	2.54
he (F)	1.22	1.29	4.85	4.80	3.60	3.22
ap (CP)	0.35	0.35	0.41	0.40	0.38	0.31

Proben-Nr.	65	66	67	68	69	70
Probenbezeichnung,	Har 1	Mem 1	Fra 1e	KE 447	KE 448	KE 426
Rotgneiskörper	Hartha	Hartha	Hartha	Boden-H.	Boden-H.	Hammerunt.
Hauptelemente						
(Gewichts-%)						
SiO ₂	74.50	71.92	75.41	76.75	73.14	76.67
TiO ₂	0.29	0.26	0.25	0.08	0.26	0.10
Al ₂ O ₃	12.30	14.31	12.69	12.76	13.82	12.79
Fe ₂ O ₃	2.10	1.90	1.49	1.39	1.58	1.56
MgO	0.47	0.42	0.40	0.13	0.44	0.29
CaO	0.42	0.20	0.61	0.40	0.92	0.50
Na ₂ O	2.43	1.94	2.15	3.15	2.50	2.95
K ₂ O	4.62	6.93	4.66	4.63	5.85	3.67
P ₂ O ₅	0.16	0.19	0.16	0.27	0.10	0.21
LOI	1.48	1.90	2.61	0.82	1.02	1.33
A/CNK	1.26	1.29	1.31	1.17	1.14	1.31
Spurenelemente						
(ppm)						
Mn (MnO,%)	(0.02)	(0.01)	(0.02)	(0.03)	(0.02)	(0.03)
As	0	18	24	0	0	0
Ba	425	408	450	35	1040	76
Bi	0.2	0.4	4.9	0	0	0.4
Co	2.0	0	0.8	0	2	2
Cr	0	0	0	0	0	0
Cu	0	0	0	0	0	0
Ga	12	14	14	17	15	18
Hf	4.1	3.6	3.4	2.5	4.4	2.3
Mo	0	1.0	0	0	0	0
Nb	7	8	8	9	6	8
Ni	0	0	0	0	0	0
Pb	19	26	19	12	21	14
Rb	148	297	315	364	183	254
Sc	5	4	6	4	4	4
Sr	78	43	58	17	101	74
Th	12	12	7.0	7.2	17.6	8.0
U	1.8	8.4	4.8	10.3	1.4	4.5
V	18	15	17	0	20	6
Y	34	61	21	22	26	19
Zn	15	49	10	70	36	0
Zr	119	113	98	58	150	56
CIPW - Normen						
Q	42.64	33.70	44.54	40.53	34.31	45.06
Or	28.08	41.79	28.17	27.50	35.08	21.98
Ab	21.11	16.72	18.57	26.73	21.42	25.24
An	1.18	1.01	2.13	0.40	4.04	1.26
C	2.95	3.30	3.40	2.42	1.93	3.54
Hy en	1.21	1.07	1.02	0.33	1.12	0.73
he (F)	2.11	1.91	1.48	1.32	1.56	1.50
ap (CP)	0.36	0.00	0.36	0.59	0.22	0.46

Proben-Nr.	71	72	73	74	75	76
Probenbezeichnung,	94-5*	95-5*	Fra 1	Fra 1a	Fra 1b	OE 7
Rotgneiskörper	Hammerunt.	Hammerunt.	Frank-st.	Frank-st.	Frank-st.	Lockwitz
Hauptelemente						
(Gewichts-%)						
SiO ₂	75.6	75.6	78.24	83.82	62.79	72.09
TiO ₂	0.11	0.11	0.14	0.08	0.23	0.18
Al ₂ O ₃	12.7	12.7	12.01	8.50	19.17	13.60
Fe ₂ O ₃	2.0	2.0	1.53	1.02	1.21	1.33
MgO	0.21	0.20	0.32	0.19	0.39	0.18
CaO	0.35	0.33	0.38	0.24	0.72	0.56
Na ₂ O	2.92	2.81	2.06	2.13	3.78	3.48
K ₂ O	4.52	4.61	4.29	2.45	8.02	5.34
P ₂ O ₅	0.22	0.21	0.20	0.13	0.24	0.07
LOI	1.36	1.07	1.70	0.96	2.23	1.45
A/CNK	1.23	1.24	1.37	1.29	1.18	1.08
Spurenelemente						
(ppm)						
Mn (MnO,%)	(0.03)	(0.03)	(0.02)	(0)	(0.03)	(0)
As	-	-	82	159	0	-
Ba	155	75	272	133	775	632
Bi	-	-	0.4	3.5	9.6	-
Co	-	-	2.0	1.2	0	1
Cr	11	17	17	0	0	10
Cu	-	-	0	0	21	12
Ga	15	17	13	14	19	20
Hf	-	-	2.3	1.6	4.1	5
Mo	-	-	0.8	0.6	0	0
Nb	-	-	7	9	13	8
Ni	0	5	23	0	0	6
Pb	-	-	17	37	34	22
Rb	317	318	197	143	315	201
Sc	-	-	4	3	9	11
Sr	24	19	50	23	137	53
Th	-	-	3.7	2.1	6.9	10
U	-	-	5.3	6.9	7.0	2
V	0	0	10	6	15	6
Y	22	25	23	14	29	14.9
Zn	82	88	33	37	16	25
Zr	65	65	69	56	107	138
CIPW - Normen						
Q	41.59	41.74	49.46	62.50	8.91	31.12
or	27.24	27.65	25.58	14.70	49.12	32.62
ab	25.14	24.09	17.55	18.26	33.08	30.38
an	0.45	0.41	0.72	0.43	2.24	2.48
C	2.68	2.97	3.73	2.21	3.58	1.24
Hy en	0.53	0.51	0.81	0.48	1.01	0.46
he (F)	1.66	1.96	1.50	1.03	1.18	1.37
ap (CP)	0.49	0.46	0.44	0.29	0.54	0.15

Proben-Nr.	77	78	79	80	81	82
Probenbezeichnung, Rotgneiskörper	Malt 1a Malter	Malt 1b Malter	Ko 284 Weigmd.	94-7* Nied-laut.	ggn 3 Burgberg	KE 445 Elterlein
Hauptelemente						
(Gewichts-%)						
SiO ₂	72.93	73.80	74.75	74.0	70.74	72.89
TiO ₂	0.21	0.29	0.05	0.22	0.34	0.29
Al ₂ O ₃	13.92	13.93	13.19	13.30	14.14	13.79
Fe ₂ O ₃	1.56	2.34	0.71	2.00	2.28	2.21
MgO	0.46	0.80	0.07	0.38	0.62	0.63
CaO	0.82	0.56	0.27	0.51	0.90	0.74
Na ₂ O	3.48	3.31	3.47	2.68	2.77	3.56
K ₂ O	4.76	3.93	4.38	4.97	5.75	4.32
P ₂ O ₅	0.17	0.25	0.23	0.21	0.19	0.18
LOI	1.40	1.73	1.70	1.55	1.05	1.18
A/CNK	1.12	1.30	1.20	1.24	1.14	1.16
Spurenelemente						
(ppm)						
Mn (MnO,%)	(0.02)	(0.03)	(0.02)	(0.02)	(0.03)	(0.03)
As	37	6	0	-	0	6
Ba	655	593	68	272	600	582
Bi	0.4	0.4	1.6	-	0	0.4
Co	0.9	2.0	0	-	4	3
Cr	10	11	0	28	21	0
Cu	0	0	0	-	0	0
Ga	14	13	20	16	19	16
Hf	2.5	2.8	2.5	-	5.4	4.4
Mo	0	0	0	-	0	0
Nb	7	9	9	-	9	8
Ni	10	10	0	5	0	0
Pb	29	16	7	-	20	22
Rb	131	119	287	357	199	144
Sc	5	7	12	-	3	6
Sr	114	85	25	48	91	117
Th	4.2	3.7	2.8	-	6.7	10.6
U	4.7	4.0	1.6	-	1.7	3.2
V	20	20	0	17	27	19
Y	17	20	6	25	42	35
Zn	18	22	17	39	46	31
Zr	74	83	29	106	167	141
CIPW - Normen						
Q	33.03	38.05	38.24	38.94	30.94	34.07
or	28.63	23.42	26.67	29.91	34.79	25.91
ab	29.91	28.19	30.19	23.04	23.95	30.50
an	3.12	1.32	1.38	1.32	3.43	2.65
C	1.93	3.77	2.30	3.07	2.16	2.32
Hy en	1.17	2.02	0.18	0.97	1.59	1.60
he (F)	1.54	2.29	0.68	1.99	2.26	2.18
ap (CP)	0.38	0.55	0.00	0.47	0.42	0.40

Proben-Nr.	83	84	85	86	87
Probenbezeichnung,	KE 331	95-2*	KE 446	KE 484	KE 485
Rotgneiskörper	Crottend.	E-Dorf	(Xenolith)	(kl. Linse)	(kl. Linse)
Hauptelemente					
(Gewichts-%)					
SiO ₂	76.81	75.9	71.75	75.69	76.76
TiO ₂	0.07	0.09	0.53	0.14	0.09
Al ₂ O ₃	12.76	12.80	13.71	12.51	12.37
Fe ₂ O ₃	1.31	1.20	4.17	1.51	1.57
MgO	0.10	0.21	1.84	0.20	0.19
CaO	0.34	0.29	1.31	0.50	0.39
Na ₂ O	3.06	2.67	3.24	2.92	3.99
K ₂ O	4.47	4.93	2.08	5.39	3.16
P ₂ O ₅	0.22	0.19	0.15	0.17	0.28
LOI	0.98	1.19	1.32	1.19	1.33
A/CNK	1.21	1.25	1.37	1.08	1.17
Spurenelemente					
(ppm)					
Mn (MnO,%)	(0.03)	(0.03)	(0.06)	(0.02)	(0.03)
As	15	-	16	0	0
Ba	41	164	588	293	85
Bi	0.3	-	0	1.1	7.4
Co	0	-	7	1	1
Cr	0	14	50	0	0
Cu	0	-	12	0	0
Ga	18	17	14	21	20
Hf	2.3	-	4.7	3.8	2.5
Mo	0	-	0	0	0
Nb	9	-	10	6	6
Ni	0	2	51	0	0
Pb	15	-	22	25	20
Rb	375	310	84	277	202
Sc	4	-	10	3	4
Sr	14	28	250	40	52
Th	6.8	-	8.2	14.0	7.3
U	9.5	-	2.0	4.1	4.9
V	0	<10	51	9	0
Y	20	19	19	35	14
Zn	42	116	51	59	61
Zr	58	61	171	101	53
CIPW - Normen					
Q	41.95	41.77	40.25	37.51	41.57
or	26.66	29.66	12.45	32.19	18.91
ab	26.08	22.95	27.71	24.92	34.12
an	0.40	0.33	5.69	1.50	0.30
C	2.75	2.99	4.11	1.33	2.30
Hy en	0.25	0.53	4.65	0.50	0.48
he (F)	1.25	1.15	4.09	1.48	1.52
ap (CP)	0.48	0.42	0.33	0.37	0.62

* Proben aus MINGRAM & RÖTZLER (1999)

Tabelle 6: Haupt- und Spurenelemente der Granodiorite, Granite, Grauwacken und Xenolithe der Lausitzer Antiklinalzone

Proben-Nr.	88	89	90	91	92	93	94
Probenbezeichnung	Kin 1	Dem 1	Seid 1	Rad 1	Teufel 1a	Teufel 1b	Kit 1a
Hauptelemente							
(Gewichts-%)							
SiO ₂	65.11	66.18	70.01	66.58	71.76	70.76	70.43
TiO ₂	0.73	0.51	0.42	0.58	0.52	0.56	0.49
Al ₂ O ₃	15.54	16.01	14.04	15.46	13.07	14.72	13.99
Fe ₂ O ₃	4.91	3.44	3.38	5.01	4.03	4.02	3.65
MgO	1.57	1.00	0.84	1.81	1.32	1.27	1.65
MnO	0.06	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04
CaO	2.49	2.34	1.34	1.39	1.06	1.66	0.81
Na ₂ O	3.36	3.93	3.53	2.66	3.00	3.77	3.41
K ₂ O	4.02	4.49	4.33	3.60	2.93	2.15	3.35
P ₂ O ₅	0.21	0.14	0.15	0.18	0.16	0.19	0.13
LOI	0.88	1.13	0.99	1.68	1.36	1.39	1.80
Spurenelemente							
(ppm)							
Ba	904	744	930	1040	799	553	685
Co	10	9	7.7	7.3	6.3	7.1	4.4
Cr	43	32	20	71	53	65	48
Cu	14	11	0	45	18	19	0
Ga	20	18	17	17	15	17	14
Hf	6.6	7.1	6.4	4.2	4.9	4.6	3.9
Nb	11	9	10	9	9	11	9
Ni	-	0	40	23	20	47	20
Pb	11	14	17	17	25	17	7
Rb	132	106	138	102	84	90	86
Sc	11	8	-	-	-	-	-
Sr	167	148	113	193	186	227	108
Th	13	15	12	8.3	8.7	12	8.0
U	3.5	2.3	3.8	3.2	2.9	3.6	3.5
V	61	39	24	71	60	57	55
Y	42	28	35	23	15	24	20
Zn	62	54	30	45	52	38	11
Zr	212	214	201	131	175	171	149

Proben-Nr.	95	96	97	98	99	100	101	102
Probenbezeichnung	Kit 1b	Laus 4	Laus 5	Kin 2	But 1	Rumb 1	HDUB 1	HDUB 2
Hauptelemente								
(Gewichts-%)								
SiO ₂	68.64	66.50	58.40	58.23	70.11	75.22	90.92	80.14
TiO ₂	0.47	0.64	0.57	0.88	0.60	0.17	0.16	0.517
Al ₂ O ₃	14.71	15.70	14.24	18.48	13.80	13.30	5.97	9.64
Fe ₂ O ₃	3.75	5.09	5.64	7.04	4.49	1.65	0.36	3.83
MgO	1.52	1.97	1.91	2.59	1.63	0.33	0.15	0.40
MnO	0.05	0.06	0.31	0.07	0.05	0.02	0.002	0.003
CaO	0.65	1.15	16.71	1.27	1.27	0.44	0.09	0.10
Na ₂ O	2.48	2.87	0.06	2.93	3.12	3.36	0	0
K ₂ O	4.94	3.95	0.06	5.20	3.18	5.07	1.61	2.95
P ₂ O ₅	0.14	0.19	0.13	0.17	0.16	0.18	0.09	0.08
LOI	1.52	1.59	2.26	1.99	1.48	0.82	1.16	2.07
Spurenelemente								
(ppm)								
Ba	1170	1090	94	1280	842	175	205	712
Co	12	7.2	9.7	14	7	1.1	0	2
Cr	44	6.8	60	74	62	0	0	40
Cu	0	15	24	0	37	0	12	0
Ga	16	17	17	24	52	14	6	11
Hf	4.2	4.7	3.8	4.9	-	2.9	3.2	16.4
Nb	9	11	10	14	13	9	3	10
Ni	26	25	35	40	12	0	0	0
Pb	24	12	19	26	10	14	0	6
Rb	138	120	2.7	157	110	202	54	118
Sc	-	-	-	-	10	-	3	7
Sr	132	166	510	191	194	44	18	33
Th	7.4	9.7	8.5	14	19	8.6	0.2	3.6
U	5.4	2.6	2.6	4.0	5	7.1	0.4	0.9
V	53	74	59	100	76	10	14	47
Y	21	21	28	32	26	27	9	32
Zn	47	53	33	84	28	15	0	0
Zr	147	172	133	167	255	87	120	624

Tabelle 7: SEE-Gehalte der Unteren Graugneise (ppm)

Proben-Nr.	Probenbezeichnung	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
1	Ko 92	24.0	48.2	22.7	4.08	0.51	3.78	2.98	0.53	1.48	1.29	0.17
2	Ko 93	31.5	65.2	31.0	5.88	0.69	4.09	3.62	0.50	1.43	1.19	0.16
6	Bo 3	24.2	49.9	23.3	4.69	0.38	3.36	3.65	0.57	1.89	1.67	0.23
9	AW 1a	29.6	64.8	28.0	5.63	0.84	3.84	3.64	0.53	1.63	1.59	0.21
10	AW 2	31.6	63.3	30.1	6.20	0.88	4.03	3.35	0.42	1.25	1.00	0.12
17	Ra 5	25.0	53.9	23.7	4.70	0.37	3.44	3.87	0.66	2.04	1.96	0.27
18*	OE 1	24.9	47.9	22.0	4.21	0.70	2.84	2.79	0.39	1.23	1.12	0.15
19*	OE 2/1	9.10	20.7	9.35	1.90	0.68	1.74	1.96	0.31	1.09	1.12	0.15
20	OE 2/2	21.2	29.9	22.5	4.37	0.88	2.71	2.97	0.38	1.46	1.41	0.18
25	Ko 278	25	52	23	4.8	0.71	5.2	4.9	1.0	3.0	3.1	0.46
26	RZ FG 1	25.5	49.3	22.0	4.5	0.95	4.1	4.5	0.9	2.8	2.4	0.39
27*	RZ AP 1	2.6	5.6	2.5	0.9	0.35	1.2	1.9	0.5	1.4	1.8	0.32

* leukokrate Gneise ("Aplitgänge")

Tabelle 8: SEE-Gehalte der Oberen Graugneise (ppm)

Proben-Nr.	Probenbezeichnung	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
28	Ra 1a	33.1	64.8	28.1	5.12	0.81	3.43	3.27	0.52	1.45	1.45	0.19
29	Ra 2	47.4	89.3	38.1	6.50	1.20	4.39	3.67	0.51	1.35	1.25	0.17
30	OE 4/1	25.2	51.8	22.4	3.84	0.80	2.63	2.51	0.40	1.20	1.12	0.16
33	Ko 277	23	57	21	3.9	0.83	4.1	3.2	0.7	2.2	2.2	0.34
34	Ko 277b	23.0	59.1	20.9	4.4	1.07	4.3	4.4	0.9	2.7	2.6	0.38
35	AW 3	25.0	45.7	21.1	3.84	0.79	2.33	2.43	0.39	1.20	1.22	0.16
41	Ko 308	25.5	48.5	19.7	3.8	1.27	3.9	3.4	0.7	2.0	1.8	0.28
42	Ko 287	44	62	39	7.5	1.17	6.5	6.1	1.2	3.5	3.3	0.47
43	KE 399	21	38	19	3.6	0.75	4.0	4.0	0.8	2.6	2.8	0.42
44	KE 400	12	19	11	2.1	0.45	2.4	3.2	0.7	2.4	2.7	0.41
45	Ko 283	22	58	23	4.9	0.71	5.4	4.9	1.0	3.1	2.8	0.46
46	Ko 282	21	58	17	3.1	0.77	3.4	2.7	0.6	1.8	1.6	0.27
47	Ko 194	38.3	76.6	35.3	6.91	0.78	4.84	4.73	0.73	2.11	1.78	0.24
48	Ko 195/1	8.98	25.5	8.62	1.46	0.16	2.28	2.45	0.42	1.72	1.72	0.24
49	Ko 195/2	13.2	38.8	11.8	2.00	<0.10	1.35	2.60	0.50	1.83	1.80	0.25
50	KE 428	20.0	41.1	17.3	3.5	0.79	3.7	3.3	0.6	1.9	1.8	0.26
51	WE 3A	7.4	23.1	7.5	1.9	0.45	2.3	3.5	0.8	2.9	3.0	0.46
52	KE 444	23.1	47.8	20.1	4.1	0.71	3.9	4.4	0.9	3.1	3.1	0.45
53	Ko 309	28.4	58.4	25.0	5.0	1.08	4.9	4.9	1.0	3.0	2.9	0.42
54	Ko 322	36.4	71.4	31.3	6.3	1.23	5.7	6.4	1.4	4.0	3.6	0.57
55	KE 483	23.4	45.1	21.2	4.7	1.16	4.9	5.8	1.2	3.6	3.4	0.57
56	KE 486	9.2	31.9	8.6	1.9	0.52	1.9	3.3	0.8	2.4	2.5	0.42
57	KE 487	33.5	61.2	24.9	4.6	1.14	4.0	4.8	1.1	3.1	2.9	0.48
58	KE 488	25.5	51.6	22.0	4.5	0.78	3.9	4.4	1.0	2.8	2.5	0.43

Tabelle 9: SEE-Gehalte der Rotgneise (ppm)

Proben-Nr.	Probenbezeichnung	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
59	Non 1	6.6	14.5	6.3	1.8	0.19	2.0	2.5	0.5	1.6	1.7	0.23
60	95-8*	5.6	12	6.3	1.8	0.16	2.1	3.4	0.65	2.3	2.4	0.35
61	Reiz 1a	22.2	44.4	18.2	3.7	0.82	4.1	4.3	0.9	2.9	2.8	0.41
62	Reiz 1b	14.6	45.9	13.8	3.3	0.68	3.7	4.9	1.0	3.3	3.3	0.48
63	94-3*	31	68	31	6.8	1.1	6.3	6.5	1.3	3.8	3.2	0.5
64	WE 8	15	51	17	4.0	0.81	4.7	4.4	0.9	2.6	2.1	0.29
65	Har 1	17	46	17	3.9	0.46	3.9	5.3	1.1	3.7	3.6	0.48
66	Mem 1	27	62	28	5.8	0.81	6.5	7.7	1.8	5.8	4.9	0.72
67	Fra 1e	16	32	14	3.1	0.39	3.1	3.5	0.7	2.1	2.5	0.34
68	KE 447	4.2	10.7	5.2	1.7	0.08	2.0	3.6	0.7	2.5	2.8	0.38
69	KE 448	33.7	63.7	25.8	4.9	0.76	4.6	4.4	0.9	2.6	1.9	0.27
70	KE 426	6.4	15.2	6.7	2.0	0.14	2.3	3.4	0.7	2.1	2.1	0.27
71	94-5*	7.2	15	7.7	2.4	0.16	2.5	4.1	0.81	2.4	2.4	0.34
72	95-5*	8.3	17	9.1	2.6	0.18	3.0	4.6	0.91	2.7	2.7	0.38
73	Fra 1	10	22	11	2.4	0.31	3.1	3.5	0.7	2.1	2.1	0.32
74	Fra 1a	8	16	7.4	2.2	0.22	2.1	2.3	0.4	1.3	1.2	0.18
75	Fra 1b	13	29	14	3.4	0.43	3.9	4.6	0.9	2.9	3.2	0.44
76	OE 7	20.1	43.5	19.9	4.29	0.27	3.23	2.99	0.47	1.34	1.28	0.18
77	Malt 1a	14	32	13	2.4	0.66	2.7	2.4	0.5	1.5	1.5	0.21
78	Malt 1b	18	40	17	3.4	0.70	3.5	3.2	0.6	1.8	1.9	0.27
79	Ko 284	1.2	3.7	2.6	1.0	0	1.0	1.1	0.2	0.4	0.9	0.12
81	ggn 3	16	55	15	4.0	0.63	4.5	6.5	1.5	4.2	4.1	0.56
82	KE 445	22.5	44.6	20.2	4.6	0.60	4.9	6.2	1.2	4.0	3.6	0.50
83	KE 331	6.1	13.2	5.8	1.7	0.08	1.8	3.1	0.6	2.1	2.5	0.33
84	95-2*	8.1	13	7.6	2.0	0.15	2.1	3.5	0.63	2.3	2.4	0.35
85	KE 446	23.0	41.8	19.4	3.8	0.92	3.7	3.5	0.7	2.2	2.1	0.30
86	KE 484	7.0	17.8	6.4	1.8	0.20	2.4	5.5	1.3	3.9	3.4	0.54
87	KE 485	2.7	11.1	3.1	1.1	0.08	1.3	2.7	0.6	1.7	1.8	0.28

Tabelle 10: SEE-Gehalte der Granodiorite, Granite, Grauwacken und Xenolithe der Lausitzer Antiklinalzone (ppm)

Proben-Nr.	Probenbezeichnung	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
88	Kin 1	40	88	36	7.9	1.35	7.8	7.1	1.5	4.3	4.2	0.60
89	Dem 1	37	83	35	7.3	1.20	7.5	4.8	1.0	2.7	2.0	0.31
90	Seid 1	39	86	36	6.9	0.94	6.8	5.9	1.1	3.5	3.2	0.46
91	Rad 1	36	76	28	5.0	1.25	4.9	3.9	0.8	2.3	2.4	0.37
92	Teufel 1a	33	70	26	4.5	1.12	4.4	2.6	0.5	1.3	1.3	0.20
93	Teufel 1b	41	90	35	5.4	1.25	5.7	3.7	0.7	2.0	1.6	0.25
94	Kit 1a	29	68	25	4.0	1.05	4.6	2.8	0.6	1.9	1.6	0.26
95	Kit 1b	26	58	23	3.8	0.94	4.3	3.1	0.6	2.3	2.1	0.33
96	Laus 4	43	97	37	5.6	1.22	5.4	3.2	0.7	2.1	1.6	0.25
97	Laus 5	40	77	29	4.8	1.03	4.6	3.5	0.7	2.1	2.1	0.28
98	Kin2	46	109	44	8.3	1.85	7.2	5.7	1.1	3.2	2.9	0.44
99	But 1	26	55	26	4.9	0.58	3.3	3.7	0.7	2.1	2.0	0.29
100	Rumb 1	14	36	15	3.3	0.29	4.0	3.8	0.8	2.6	2.3	0.36
101	HDUB 1	16.6	39.8	15.8	2.8	0.57	2.2	1.8	0.3	1.0	1.0	0.16
102	HDUB 2	39.2	85.6	37.2	8.0	1.59	8.5	6.8	1.2	3.6	3.4	0.54

ISOTOPENGEOCHEMIE
UND
Rb/Sr - ALTER

Tabelle 11: Isotopenverhältnisse (Rb/Sr-, Sm/Nd- und O-System) und Modellalter der Gneise

Proben-Nr.	Proben-bezeichnung	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	t_{DM1} , b.y.	t_{DM2} , b.y.	age for ϵ_{Nd}	ϵ_{Nd}	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ‰
Untere Graugneise										
1	Ko 92	0.71872	1.87							10.2
2	Ko 93	0.72770	2.84							
4	Bo 4	0.73742	4.05							
5	Bo 4a	0.72780	3.04							
6	Bo 3	0.72839	2.68	0.51213	0.124	1.63	1.59	540	-4.9	9.4
7	Bo 1	0.72820	2.70	0.51210	0.132	1.84	1.68	540	-6.0	
8	AW 1	0.72608	2.44							
9	AW 1a	0.71841	1.05							
10	AW 2	0.73612	4.11							
15	Ra 1	0.72846	4.93	0.51210	0.125	1.70	1.64	540	-5.5	7.3
16	Ra 3	0.73635	3.75							
17	Ra 5	0.72805	2.85	0.51209	0.124	1.70	1.65	540	-5.6	6.5
18	OE 1	0.73047	2.92							
19	OE 2/1	0.72471	1.99							
20	OE 2/2	0.72335	1.66							
	DDR16 ¹			0.51208	0.1276	1.78	1.68	540	-6.0	
	DDR 13 ¹			0.51197	0.1172	1.77	1.80	540	-7.5	
	EG95-5 ²			0.51201	0.1179	1.71	1.74	540	-6.8	
	VoP18 ²			0.51212	0.1250	1.67	1.61	540	-5.1	
	Vo1 ²			0.51213	0.1288	1.72	1.61	540	-5.2	
Obere Graugneise										
28	Ra 1a	0.72480	2.27	0.51202	0.115	1.65	1.71	540	-7.7	9.0
29	Ra 2	0.72272	2.04	0.51197	0.110	1.65	1.76	540	-6.9	9.3
30	OE 4/1	0.71955	1.29							7.1
35	AW 3	0.71800	1.00							
	7/21a ²			0.51192	0.1108	1.73	1.84	540	-8.0	
	Vo5/2 ²			0.51194	0.1237	1.93	1.88	540	-8.5	
	Vo8/2 ²			0.51190	0.1113	1.77	1.87	540	-8.5	
	Gru1 ²			0.51184	0.1096	1.82	1.95	540	-9.5	
Rotgneise										
	EG94-3 ²			0.51223	0.1318	1.61	1.47	480	-3.9	
	P20 ²			0.51236	0.1942	4.80	1.57	480	-5.2	
	EG95-2 ²			0.51223	0.1581	2.29	1.60	480	-5.5	
	EG95-5 ²			0.51233	0.1717	2.63	1.51	480	-4.4	
	EG95-8 ²			0.51233	0.1717	2.63	1.51	480	-4.4	
	A15b ²			0.51212	0.1574	2.53	1.76	480	-7.7	
	A10b ²			0.51231	0.1683	2.51	1.52	480	-4.6	
	EG94-7 ²			0.51225	0.1502	1.99	1.53	480	-4.7	
	EG95-7 ²			0.51212	0.1479	2.20	1.72	480	-7.1	
	DDR14 ¹			0.51209	0.1543	2.48	1.79	480	-8.0	
	CS17 ¹			0.51229	0.1406	1.66	1.41	480	-3.2	
	CS15 ¹			0.51209	0.1181	1.59	1.61	480	-5.7	
	CS18 ¹			0.51208	0.0946	1.31	1.52	480	-4.6	
	CS19 ¹			0.51206	0.0887	1.27	1.51	480	-4.5	

t_{DM1} wurde relativ zu einem linear verarmten Mantel nach DePAOLO et al. (1981) kalkuliert: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}}=0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}}=0.219$. Proben mit hohem $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ergeben sehr hohe Werte. t_{DM2} wurde nach LIEW & HOFMANN (1988) kalkuliert mit DM wie t_{DM1} und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CC}}=0.12$. Die ϵ -Werte wurden relativ zu den Parametern der gesamten Erde mit $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512636$ und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ kalkuliert.

¹ - Daten aus KRÖNER et al. (1995)

² - Daten aus MINGRAM & RÖTZLER (1999)

Tabelle 12: Rb/Sr-Isochronenalter (Glimmer-Gesamtgesteine) der Graugneise

Proben-Nr.	Proben- bezeichnung	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Alter (Ma)
Untere Graugneise						
4	Bo 4, GG	222.7	155.6	4.05	0.73742	
	Bo 4, Bt	508.6	13.65	110.60	1.22967	325 ± 2
6	Bo 3, GG	163.5	172.6	2.68	0.72839	
	Bo 3, Bt	571.5	9.1	194.24	1.60888	323 ± 2
7	Bo 1, GG	149.2	156.3	2.70	0.72820	
	Bo 1, Bt	530.1	11.2	141.88	1.36311	320 ± 2
8	AW 1, GG	105.4	122.0	2.44	0.72608	
	AW 1, Bt	344.7	8.5	121.47	1.27779	326 ± 2
	AW 1, Ms	255.3	79.1	9.16	0.75717	326 ± 2
15	Ra 1, GG	283.6	162.8	4.93	0.72846	
	Ra 1, Bt	615.1	7.6	255.55	1.90347	329 ± 2
17	Ra 5, GG	165.3	164.3	2.85	0.72805	
	Ra 5, Bt	499.2	10.2	147.83	1.40034	326 ± 2
18	OE 1, GG	156.6	151.7	2.92	0.73047	
	OE 1, Bt	628.7	4.6	460.55	2.83067	322 ± 3
Obere Graugneise						
28	Ra 1a, GG	143.4	177.9	2.27	0.72480	
	Ra 1a, Bt	565.2	9.9	174.81	1.52421	326 ± 2
	Ra 1a, Ms	301.2	30.3	28.42	0.84789	331 ± 2
29	Ra 2, GG	147.6	204.6	2.04	0.72272	
	Ra 2, Bt	336.6	33.5	28.82	0.84763	328 ± 4

Tabelle 13: Pb-Pb-Isotopenverhältnisse der Gneise

Proben-Nr.	Proben- bezeichnung	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$ %	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$ %	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$ %	Modell-alter (Ma)	μ
Untere									
Graugneise									
1	Ko 92	18.29	0.05	15.52	0.04	38.2	0.04	80	9.36
25	Ko 278	18.52	0.09	15.55	0.09	38.42	0.09	-65	9.39
Obere									
Graugneise									
29	Ra 2	18.13	0.02	15.53	0.02	38.30	0.02	253	9.56
33	Ko 277	18.11	0.06	15.53	0.06	38.30	0.06	243	9.44
35	AW 3	18.13	0.06	15.54	0.06	38.48	0.06	249	9.48
		18.33	0.02	15.55	0.02	38.41	0.02	115	9.48
42	Ko 287	18.31	0.08	15.60	0.08	38.52	0.07	237	9.70
43	KE 399	18.14	0.08	15.57	0.06	38.36	0.08	304	9.61
50	KE 428	18.85	0.03	15.64	0.03	38.90	0.03	-87	9.76
51	WE 3A	18.34	0.07	15.57	0.07	38.53	0.07	150	9.56
57	KE 487	18.16	0.06	15.64	0.06	38.36	0.06	430	9.92
Rotgneise									
59	Non 1	20.97	0.09	15.72	0.09	38.34	0.09	-1599	9.87
68	KE 447	22.39	0.06	15.76	0.06	38.26	0.06	-3329	9.53
69	KE 448	18.28	0.05	15.58	0.04	38.38	0.04	218	9.62

Die berechneten Modellalter und μ -Werte beziehen sich auf das Modell von STACEY & KRAMERS (1975) und sind im ISOPLOT-Programm von LUDWIG (kludwig@bgc.org) berechnet worden ("SingleStagePbT" und "SingleStagePbMu")

ZIRKONMORPHOLOGIE UND ZIRKONDATIERUNG

Tabelle 14: Geschätzte quantitative Verteilung (%) der Zirkonmorphologietypen in den Graugneisen des Osterzgebirges

Proben-Nr.	Probenbezeichnung	Langprisma -tische Zirkone (L/B > 4)*	Mittel- bis kurzprismatische Zirkone (L/B=2 - 4), z.T. mit spitzen Pyramiden	Isometrische und stark gerundete Zirkone (L/B<2)
Untere Graugneise				
1	Ko 92	40	60	-
2	Ko 93	40	60	-
4	Bo 4	40	60	-
5	Bo 4a	25	60	15
6	Bo 3	15	85	-
7	Bo 1	40	60	-
8	AW 1	25	75	-
10	AW 2	30	70	-
15	Ra 1	10	90	-
16	Ra 3	15	80	<5
17	Ra 5	35	60	<5
18	OE 1	15	85	-
19+20	OE 2/1 + OE 2/2	25	75	-
21	OE 4/4	5	95	-
22	OE 6	40	60	-
23	Ko 192	60	40	-
24	Ko 193	20	80	-
25	Ko 278	45	40	15
26	RZ FG 1	15	65	20
27	RZ AP 1	-	85	15
Obere Graugneise				
28	Ra 1a	-	95	5
29	Ra 2	-	95	5
30	OE 4/1	<1	70	30
33	Ko 277	-	80	20
34	Ko 277b	20	65	15
35	AW 3	15	65	20
36	OE 5	5	70	25
37	Ko 305	15	70	15 (isometrisch)
38	Ko 306a	5	80	15
39	Ko 306b	2	65	38
40	Ko 307 ¹	40	60	-
41	Ko 308	<1	50	50
42	Ko 287	15	65	20
43	KE 399	5	80	15
44	KE 444	15	75	10
45	Ko 283	-	95	5
46	Ko 282	-	70	30
47	Ko 194	5	65	30
48+49	Ko 195/1+195/2	-	75	25
50	KE 428	<1	80	20
52	KE 444	<1	60	40
53	Ko 309	5	90	5 (isometrisch)
54	Ko 322	5	90	5 (isometrisch)
55	KE 483	<1	85	15
56	KE 486	-	60	40
57	KE 487	5 ²	60	35
58	KE 488	5	95	-

Rotgneise

59	Non 1	-	100	-
60	95-8	10	90	-
63	94-3	<1	95	5
64	WE 8	<1	95	5
65	Har 1	5	90	<5
66	Mem 1	<1	99	<1
68	KE 447	<5	90	5
69	KE 448	15	75	10
70	KE 426	-	100	-
72	95-5	<1	99	<1
73	Fra 1	-	70	30
76	OE 7	-	95	5
79	Ko 284	-	100	-
80	94-7	-	90	10
81	ggn 3	10	80	10
82	KE 445	5	90	5
83	KE 331	-	100	-
84	95-2	-	100	<1
85	KE 446	-	30	70
86	KE 484	10	80	10
87	KE 485	5	90	5

Lausitz

88	Kin 1	20	70	10
89	Dem 1	40	60	-
90	Seid 1	30	60	10
91	Rad 1	<1	85	15
92	Teufel 1a	<5	90	5
93	Teufel 1b	<5	90	5
94	Kit 1a	5	85	10
95	Kit 1b	10	80	10
96	Laus 4	-	60	40
98	Kin 2	<5	50	45
99	But 1	-	60	40
100	Rumb 1	20	70	10

* L/B: Längen/Breiten-Verhältnis der Zirkone; ¹ – weist in der Zirkonpopulation Ähnlichkeiten zu den Unteren Graugneisen auf, gehört aber nach der Zirkondatierung zu den grauen Augengneisen; ² - oft sehr starke Kantenrundung

Tabelle 15: U/Pb -Analysedaten der Zirkonfraktionen der datierten Graugneise des Erzgebirges (konventionelle U/Pb-Methode analysiert am IGGP St. Petersburg und HF-Aufschluss-Methode analysiert am MPI Mainz)

Probenbezeichnung, Zirkon-fraktion	Einwaage (mg)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_c$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_c$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}_c$	Pb (ppm)	U (ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Alter
Ra 5-1, langprismatisch, >200 μm	0.624	0.06263 \pm 12	0.07992	0.69014	28	370	696 \pm 4
Ra 5-2, mittelprismatisch, 150-200 μm	0.543	0.07677 \pm 9	0.09746	1.03167	30	305	1115 \pm 2
Ra 5-3, mittelprismatisch, > 200 μm	0.656	0.07879 \pm 11	0.09026	0.98059	42	457	1167 \pm 3
Ra 5-4, mittel- bis kurzprismatisch, 100-150 μm	0.320	0.06951 \pm 17	0.09101	0.87225	16	181	914 \pm 5
Ra 5-5, langprismatisch, 150-200 μm	0.227	0.06401 \pm 52	0.08086	0.71369	8	106	742 \pm 18
Bo3-1, langprismatisch, 150-200 μm	0.136	0.06094 \pm 16	0.07172	0.60269	78	1121	637 \pm 6
Bo 3-2, mittelprismatisch >200 μm	0.726	0.06651 \pm 10	0.08193	0.75134	20	247	822 \pm 3
Bo 3-3, langprismatisch, > 200 μm	0.732	0.06142 \pm 11	0.07566	0.64071	29	392	654 \pm 4
Bo 3-4, mittelprismatisch, 150-200 μm	0.587	0.08016 \pm 11	0.09290	1.02670	36	286	1201 \pm 3
Bo 3-5, mittel- bis kurzprismatisch, 100-150 μm	0.655	0.07587 \pm 10	0.09296	0.97251	28	307	1092 \pm 7
Ko 93-1, langprismatisch, 100-150 μm	0.26	0.05892 \pm 18	0.07906	0.64228	33	412	564 \pm 7
Ko 93-2, langprismatisch, 150-200 μm	0.32	0.05797 \pm 46	0.04174	0.33361	103	2027	528 \pm 17
Ko 93-3, trüb, lang- bis mittelprismatisch, >200 μm	0.26	0.06075 \pm 29	0.07366	0.61707	46	550	630 \pm 10
Ko 93-4, kurzprismatisch, 50-100 μm	0.10	0.07179 \pm 30	0.10228	1.0228	63	583	980 \pm 9
Ko 93-5, kurzprismatisch, 100-150 μm	0.38	0.07531 \pm 11	0.08063	0.83725	43	510	1077 \pm 3

Ko 93-6, mittel-prismatisch, >250µm	0.33	0.08523±22	0.07382	0.86751	50	607	1321±5
Ko 92-1a, lang-prismatisch, 150-200µm klar	0.023*	0.05922±18	0.08741	0.71378	89	1053	575±7
Ko 92-1b, lang-prismatisch, 150-200µm schwach braun	0.068	0.05816±29	0.05255	0.42140	17	379	534±11
Ko 92-2a, lang-prismatisch, >200 µm, klar	0.112	0.05851±12	0.08872	0.71577	35	415	549±4
Ko 92-2b, lang-prismatisch, >200 µm, trüb oder schwach braun	0.168	0.05892±27	0.07444	0.60479	22	300	564±10
Ko 92-3b, mittel-prismatisch, >200 µm, bräunlich	0.047*	0.11917±22	0.11097	1.8233	109	940	1944±3
Ko 92-4a, kurz-prismatisch, >200µm, klar	0.184	0.07145±18	0.08106	0.82537	52	647	1037±5
Ko 92-5, kurz-prismatisch, 150-200µm klar bis schwach braun	0.231	0.08353±15	0.09095	1.0478	32	344	1282±2
Ko 92-6, kurz-prismatisch, 100-150µm klar bis schwach braun	0.073	0.07221±24	0.09229	0.91883	55	605	992±7
Ra 2-1, idiomorph, >200µm, klar	0.054	0.11252±8	0.10796	1.6749	37	323	1841±1
Ra 2-2, idiomorph, > 200µm, trüb	0.82	0.13178±8	0.14496	2.6337	40	254	2122±1
Ra 2-3, kurz-prismatisch bis oval, 100-150µm klar	0.41	0.11607±15	0.14083	2.2538	35	228	1896±2
Ra 2-1° idiomorph, >200µm, klar	2 Körner	0.08140±65	0.10751	1.20663	22	191	1231±15
Ra 2-2°, idiomorph, > 200µm, trüb	2 Körner	0.14487±15	0.24339	4.86153	195	718	2286±2
Ra 2-3°, kurz-prismatisch bis oval,	3 Körner	0.08491±52	0.12835	1.50263	126	897	1313±12

100-150µm klar							
Ra 2-4°, kurz- prismatisch, Körner	4	0.0710±13	0.10022	0.98064	148	1455	956±38
150-200µm klar							
Ra 2-6°, kurz- prismatisch, Körner	2	0.0938±15	0.14645	1.89501	13	84	1505±34
150-200µm, trüb							

* - Wegen der geringen Einwaagen sind die U- und Pb-Gehalte dieser Proben nur als Schätzwerte zu betrachten;

° - mit der HF-Dampfaufschluss-Methode analysiert;

c - Isotopenverhältnisse sind korrigiert für das gewöhnliche Blei (STACEY & KRAMERS, 1975), für die Fraktionierung des Spikes und für die Blindwerte.

Alle Fehler sind als 2σ angegeben

Tabelle 16: U/Pb -Analysedaten der Zirkonfraktionen der datierten Graugneise des Erzgebirges (low blank U/Pb-Methode, analysiert am ETH Zürich)

N	Probenbezeichnung, Zirkonfraktion	Einwaage (mg)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_c$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_c$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_c$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}_c$	Pb (ppm)	U (ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Alter
I	Ko 92, zwei lang-prismatische Zirkone, abradiert	0.0045	0.05835±28	1193	0.08671	0.6976	32.2	322	543±3
II	Ko 92, zwei lang-prismatische Zirkone, abradiert	0.0022	0.05833±80	259	0.08575	0.6896	43.7	281	542±13
III	Ko 92, Bruchstücke lang-prismatischer Zirkone	0.0024	0.05827±30	1422	0.08661	0.6958	24.1	257	540±4
IV	Ko 92, zwei lang-prismatische Zirkone	0.0071	0.05821±30	810	0.06578	0.5279	40.2	400	538±4

Tabelle 17: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter (Ma) von Zirkonen der Unteren Graugneise des Erzgebirges

Proben-Nr.	Probenbezeichnung	langprismatische Zirkone (L/B>4)	mittel- bis kurzprismatische Zirkone (L/B=2 - 4)	mittelp Prismatische Zirkone (L/B=2.5 - 4) mit spitzen Pyramiden
1	Ko 92	544±3 542±15 542±10 539±6		568±3 647±3 910±163
2	Ko 93	541±5 537±8 541±4 548±8 540±2		1664±8 1638±3 1461±3 von 1800 auf 1200 gefallen
4	Bo 4	542±6		
5	Bo 4a	545±5		
7	Bo 1		2435±18	
15	Ra 1		564±6	581±2
16	Ra 3		580±5	
17	Ra 5	538±4 541±4	1721±5 567±8	
-	DDR 16*	538±2 537±8 534±9 546±13 535±4 540±5 540±3 537±5	570±5	
mittleres Alter (Ma)		540±2 (n=21)		
27	RZ AP 1		591±2 555±14 524±5 577±35 572±12 1062±36 527±58 574±18	518±26 531±10

* Zirkone der Probe DDR 16 (KRÖNER et al., 1995) dankend von Herrn Prof. A.Kröner zur Datierung erhalten. Als mittleres Alter ist das gewichtete Mittel mit 2σ - Fehler (95% conf.) berechnet worden.

Tabelle 18: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter (Ma) von Zirkonen der Oberen Graugneise des Erzgebirges

A) RELIKTISCHE PARAGNEISE					
Proben-Nr.	Probenbezeichnung	langprismatische Zirkone (L/B>4)	idiomorphe Zirkone mit sichtbarer Zonierung	idiomorphe Zirkone, Zonierung nicht sichtbar	Gerundete Zirkone
28	Ra 1a		576±4 574±13 580±4 575±4	583±29	2002±3 von 1650 auf 730 gefallen
29	Ra 2			1715±2 1897±4 1720±1	581±6 650±2 1908±6 572±20 651±11 630±12
33	Ko 277		571±8 583±21 570±2 563±6	2146±2 2050±1 2130±6 1590±3 1178±12 2002±1	2030±2 2004±4 2675±2 1708±2 2653±1 2098±10 595±1 679±3 604±15
46	Ko 282		552±6 576±4	688±7 2577±1	2006±1 562±6 2210±3
48+49	Ko 195		562±7 575±8 592±8 576±4	1958±2	2694±2
50	KE 428	542±10	536±6* 563±6 563±2 596±7 557±8 562±4		567±4 2169±2 715±13
57	KE 487			586±7 574±14 579±4 591±8	2640±9 2099±4
mittleres Alter			570±4 (n=19)		

* - Bei der Mittelwertbildung der Alter nicht berücksichtigte Werte. Als mittleres Alter ist das gewichtete Mittel mit 2σ - Fehler (95% conf.) berechnet worden.

B) FELDSPATBLASTISCHE GNEISE				
Proben-Nr.	Probenbezeichnung	langprismatische Zirkone (L/B>4)	idiomorphe Zirkone, mittelprismatisch	gerundete ovale Zirkone
35	AW 3		1750±4	
38	Ko 306a		555±10	
			1819±2	1974±1
			1181±11	575±4
			561±4	
			559±3	
			558±11	
39	Ko 306b		615±4	
			561±36	1803±2
			1054±6	569±3
			571±7	547±7
			561±10	537±4
			584±9	
42	Ko 287		2058±4	
		515±4	868±1	1993±1
		486±10	542±1	1640±9
		529±7		535±6
		549±5		
		526±3		
		493±8		
		519±2		
		528±3		
		522±3		
		528±1		
44	KE 400			
		520±2		
		520±4	1171±4	2476±14
		529±11		
		509±3		
		519±2		
mittleres Alter		520±8 (n=15)		

* - Bei der Mittelwertbildung der Alter nicht berücksichtigte Werte. Als mittleres Alter ist das gewichtete Mittel mit 2σ - Fehler (95% conf.) berechnet worden.

C) GRAUE AUGENGNEISE				
Proben-Nr.	Probenbezeichnung	langprismatische Zirkone (L/B>4)	idiomorphe Zirkone, mittelprismatisch	kurzprismatische bis isometrische Zirkone und abgerundete Zirkone
40	Ko 307	584±2*	496±11* ¹	1668±3
		566±2*	831±2*	548±2
		540±2	1917±3*	576±2
		540±2	575±2	
52	KE 444	575±2*	1297±3*	
		562±4*	955±2*	2553±9
		534±7	556±3	471±6
		540±5	561±12	
		536±2	736±8*	
		505±15*	556±2	
			576±3	
			2897±2*	
			570±4	
			564±2	
			543±14	
			541±4	
			1181±5*	
58	KE 488	573±3*	1885±10*	755±8
		538±4	614±8*	794±9
		536±4	568±8	2552±3
			2758±8*	1960±2
			546±2	
			530±4	
			571±3	
mittleres Alter		538±2 (n=7)	560±8 (n=13)	

* - Bei der Mittelwertbildung der Alter nicht berücksichtigte Werte. Als mittleres Alter ist das gewichtete Mittel mit 2σ - Fehler (95% conf.) berechnet worden.

¹ – stark geklüfteter Zirkon. Hohe $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse könnten bei der ^{204}Pb -Korrektur zu einem jüngeren Alter geführt haben.

D) MULDAER GRANITGNEIS				
Proben-Nr.	Probenbezeichnung	langprismatische Zirkone (L/B>4)	idiomorphe Zirkone, mittelprismatisch	kurzprismatische und isometrische Zirkone
53	Ko 309	578±6* 542±3 539±6	594±4 567±3 582±17 582±3 531±2 571±2 1124±27* 2480±4* 2068±4* 632±5* 1491±6* 1948±40*	1428±8
54	Ko 322	597±3* 545±4	1462±3* 703±16* 560±7 541±4 573±4 2353±2* 1933±3* 590±9 617±6*	2026±3 1423±24
mittleres Alter		542±6 (n=3)	570±15 (n=10)	

* - Bei der Mittelwertbildung der Alter nicht berücksichtigte Werte. Als mittleres Alter ist das gewichtete Mittel mit 2σ - Fehler (95% conf.) berechnet worden.

Tabelle 19: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter (Ma) von Zirkonen der Rotgneise des Erzgebirges

A) RELIKTGRANITE			
Proben-Nr.	Proben-bezeichnung	lang- und mittelprismatische, idiomorphe Zirkone	weniger idiomorphe Zirkone
59	Non 1	509±10 435±11 449±10 470±12 505±3 437±17 423±5 439±5 521±4 515±3 482±5 493±2 492±2 495±17	1883±3 485±26 520±3
mittleres Alter		492±14 (n=14)	
60	95-8	484±2 448±10* 471±4 540±3* 475±2 432±3*	
mittleres Alter		479±15 (n=3)	
63	94-3	474±6 478±4 470±2 485±5 492±3 470±2 478±4 496±4 489±4	1912±4 533±4 543±3 593±21
mittleres Alter		478±8 (n=9)	
66	Mem 1	481±2 474±2 485±4 480±2 486±6 493±5 491±2	555±3 546±4 734±6
mittleres Alter		483±6 (n=7)	
69	KE 448	497±16 517±32 474±4 480±3 475±8 519±6 500±3 504±3 484±3	
mittleres Alter		491±10 (n=8)	

B) MUSKOWITPLATTENGNEISE			
Proben-Nr.	Probenbezeichnung	lang- und mittelprismatische, idiomorphe Zirkone	weniger idiomorphe Zirkone
68	KE 447	482±4 338±12* 471±2 166±2* 400±14* 488±2 469±6 489±10 495±7 472±12	2312±49 569±4 876±8 569±2
mittleres Alter Regressionsalter		480±8 (n=7) 482±30 (n=7)	
70	KE 426	382±8* 500±9 509±19 479±2 508±9 415±12 458±6 446±12	
Regressionsalter mittleres Alter		487±39 (n=7) 476±14 (n=7)	
72	95-5	482±8 503±3 494±3 490±2 490±1	
mittleres Alter		491±5 (n=5)	
76	OE 7+9	494±8 526±16* 500±8 472±5 476±8 477±9 425±16 448±18 434±8 492±8 429±21 523±2*	
Regressionsalter mittleres Alter		500±26 (n=10) 474±16 (n=11)	
76	OE 9 (schrittweise Überdampfung der Zirkone A-F, durchgeführt von K. Bombach)	A1: 670±42* A2: 501±12 A3: 525±9 A4: 513±16 B1: 569±10* B2: 480±2 B3: 494±2 B4: 497±2	

		B5: 607±4* C1: 386±20* C2: 491±7 C3: 488±6 C4: 515±19 D1: 534±54* D2: 494±12 E1: 447±41 E2: 486±3 F1: 495±40 F2: 533±7*	
Regressionsalter mittleres Alter		494±15 (n=13) 491±5 (n=15)	
82	KE 445	502±3 486±4 484±18 505±7 500±10 490±5 487±14 488±4 494±3 500±6	533±8 520±2 548±3
mittleres Alter Regressionsalter		495±5 (n=10) 493±9 (n=10)	
83	KE 331	511±12* 479±3 488±3 434±4* 511±7* 483±6 506±6 477±10 462±6	568±2 564±36
Regressionsalter mittleres Alter		472±26 (n=6) 483±12 (n=6)	
84	95-2	470±13 488±2 485±5 498±3 461±8	
mittleres Alter Regressionsalter		489±11 (n=5) 484±39 (n=5)	

* Bei der Mittelwertbildung der Alter nicht berücksichtigte Werte. Als mittleres Alter ist das gewichtete Mittel mit 2σ - Fehler (95% conf.) berechnet worden. Der fettgedruckte Wert ist das bevorzugte Alter der Probe (vgl. Diskussion Text). Bei größeren Abweichungen der Einzelmessungen untereinander und bei erhöhten $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnissen wurde als bevorzugtes Alter das Regressionsalter gewählt (vgl. TICHOMIROWA et al., 1997 und Abbildungen 4-3-9 und 4-3-10).

Tabelle 20: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Evaporationsalter (Ma) von Granodioriten, Graniten und Grauwacken der Lausitz

A) BIOTITFÜHRENDE GRANODIORITE (BGd)			
Proben-Nr.	Probenbezeichnung	langprismatische, idiomorphe Zirkone, dominierendes Prisma: [110]	weniger idiomorphe Zirkone (zumeist mittelprismatisch) und Zirkonalitbestand
88	Kin 1	545±6 535±12 540±3 551±8 532±2 528±2 544±4 527±3 548±11 537±2	1962±1
Mittleres Alter		534±4 (n=10)	
89	Dem 1	515±7 522±9 541±6 533±9 530±5 535±3 528±4 550±8 540±2 534±3 542±2 541±2 519±3 530±14	
mittleres Alter		536±5 (n=14)	
90	Seid 1	529±2 534±5 536±3 526±4 534±1 545±4 541±2 540±3 513±2 553±9	
mittleres Alter		532±6 (n=10)	

B) ZWEIGLIMMERGRANODIORITE (ZGd) UND MUSKOWIT- UND BIOTITFÜHRENDE GRANODIORITE (MBGd)					
Proben-Nr.	Probenbezeichnung	Langprismatische Zirkone (L/B>4)	mittlprismatische Zirkone mit stumpfen Pyramiden	mittlprismatische Zirkone mit spitzen Pyramiden	weniger idiomorphe und kurzprismatische Zirkone
91	Rad 1 (ZGd)	531±4	546±7 549±8 552±8 556±3 2406±3	568±2 550±5 595±4 617±5 798±4 2554±3 2785±1	544±4 620±1 802±5 1860±2 2438±1 2712±2
mittleres Alter		550±10 (n=7)			
92	Teufel 1a (ZGd)	534±7	564±19 564±29 566±7 594±2	589±6	603±26 1655±31 1723±4 1871±11 1946±2 2194±2
mittleres Alter		569±25 (n=3)			
93	Teufel 1b (MBGd)	503±9 523±3 525±6	508±8 543±6 544±3 1624±3	521±3 2647±4	518±6 518±8 529±11 540±8 602±34 2050±7 2590±2
mittleres Alter		525±9 (n=7)			
94	Kit 1a (ZGd)	530±39 534±4 537±2 540±1 567±33	556±8 557±8 559±3 579±6	533±4 540±6 569±3 1375±11 1410±54 1676±10	564±10 569±12 629±6 1853±4 2502±20
mittleres Alter		554±10 (n=12)			
95	Kit 1b (MBGd)	527±3 541±3 544±4 546±4	537±9 577±5 608±4 628±5	537±3 538±2 542±2 543±2 544±3 547±3 550±1	542±2 560±25 565±10 569±7 577±4 1228±13 1854±15
mittleres Alter		545±6 (n=13)			

C) GRAUWACKEN, XENOLITHE			
Proben-Nr.	Probenbezeichnung	idiomorphe Zirkone, dominierendes Prisma: [100]	weniger idiomorphe Zirkone (zumeist mittel- und kurzprismatisch) und Zirkonaltbestand
96	Laus 4	1317±13* 622±2* 588±8 629±9* 600±8 580±5 563±9	2072±1 3057±3 2126±1 1843±4 1057±17
mittleres Alter		583±24 (n=4)	
98	Kin 2	629±6* 606±4* 563±4 560±24 558±2 576±2 593±2 1738±2* 577±2 582±3 582±5	1774±3 603±5 632±7 2260±3 640±2 1332±5 624±5 2004±2
mittleres Alter		574±11 (n=8)	
99	But 1	572±2 570±12 564±2 565±2 596±11 574±2 573±3 582±2	2611±1 2092±5 1823±1 2542±40 2355±5
mittleres Alter		574±8 (n=8)	

D) RUMBURGER GRANIT			
Proben-Nr.	Probenbezeichnung	langprismatische, idiomorphe Zirkone, dominierendes Prisma: [110]	
100	Rumb 1	471±4 484±2 485±2 504±7 485±2 497±5 486±3 491±5	
mittleres Alter		486±5 (n=8)	

* Bei der Mittelwertbildung der Alter nicht berücksichtigte Werte. Als mittleres Alter ist das gewichtete Mittel mit 2σ - Fehler (95% conf.) berechnet worden.

Tabelle 21: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Zirkonevaporationsalter einer Grauwackenprobe des Schwarzbürger Sattels

	Probe	idiomorphe Zirkone	weniger idiomorphe Zirkone (zumeist mittelprismatisch) und Zirkonalbestand
Grauwacke aus der Frohnberg Gruppe, Rotseifenbachtal bei Goldisthal	Katz 1	569±2	1334±16
		580±6	1899±4
		578±20	
		596±3	
gewichtetes Mittel (Ma)		578±22 (n=4)	

Tabelle 22: U/Pb -Analysedaten der Zirkone der datierten Graugneise des Erzgebirges (Punktanalysen mit der SHRIMP Ionensonde)

spot		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_c$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_c$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}_c$	U (ppm)	Th (ppm)
UNTERER GRAUGNEIS						
Probe Ra 3, kurzprismatische Zirkone mit spitzen Pyramiden						
Zirkon 1	Kern	0.06096±0.00083	0.09721±0.00104	0.81677±0.01529	962	22
	Kern	0.06077±0.00162	0.09408±0.00104	0.78823±0.02377	420	26
	Rand	0.05995±0.00309	0.08431±0.00096	0.69704±0.03804	259	25
Zirkon 2	Kern	0.18638±0.00688	0.46212±0.00766	11.8774±0.47709	21	7
	Kern	0.17851±0.00739	0.36724±0.00591	9.0402±0.41848	22	10
	Rand	0.05850±0.00135	0.08507±0.00090	0.68618±0.01800	683	38
	Rand	0.05959±0.00417	0.08481±0.00098	0.69713±0.05012	180	67
Zirkon 3	Kern	0.06297±0.00300	0.10390±0.00119	0.90157±0.04562	209	212
	Rand	0.05810±0.00183	0.08555±0.00095	0.68532±0.02409	430	64
Zirkon 4	Kern	0.18770±0.00621	0.49421±0.00807	12.79030±0.49516	20	9
	Kern	0.15726±0.00492	0.23176±0.00347	5.02636±0.19532	34	14
	Rand	0.05829±0.00107	0.08616±0.00094	0.69234±0.01573	603	33
Zirkon 5	Rand	0.05837±0.00274	0.08703±0.00102	0.70060±0.03632	272	35
Zirkon 6	Kern	0.06058±0.00325	0.09359±0.00110	0.78161±0.04558	174	243
	Rand	0.05989±0.00183	0.08633±0.00095	0.71267±0.02410	481	40
	Rand	0.05902±0.00144	0.08446±0.00094	0.68742±0.01973	494	50
Probe Ko 92, gesägte Zirkone						
Zirkon 1	a	0.06043±0.00172	0.09935±0.00119	0.82774±0.02667	316	222
	c	0.05459±0.00416	0.09087±0.00121	0.68405±0.05408	404	26
Zirkon 4	a	0.14194±0.00120	0.42018±0.00567	8.22346±0.13809	205	126
	b	0.11959±0.00137	0.30971±0.00436	5.10680±0.09814	339	60
	c	0.12031±0.00153	0.30288±0.00444	5.02438±0.10332	324	49
	d	0.10596±0.00284	0.25881±0.00369	3.78118±0.12077	249	42
OBERER GRAUGNEIS						
Probe Ko 277						
A) idiomorphe Zirkone mit erkennbarer Zonierung						
Zirkon 1	A	0.059472±0.000739	0.085886±0.001284	0.704261±0.014503	686	134
Zirkon 2	K	0.058056±0.002142	0.089780±0.001417	0.718666±0.030114	372	164
	L	0.060507±0.002283	0.084947±0.001308	0.708686±0.030112	399	297
Zirkon 3	H	0.060121±0.000278	0.091565±0.001360	0.759029±0.012218	893	300
	I	0.060163±0.000670	0.090368±0.001354	0.749624±0.014807	866	317
	J	0.059624±0.001479	0.080960±0.001212	0.665572±0.020317	1130	682
Zirkon 4	N	0.059071±0.001801	0.093388±0.001462	0.760623±0.027364	179	74
Zirkon 5	C	0.057499±0.008260	0.086711±0.001757	0.687441±0.101437	41	47
	D	0.059051±0.001037	0.087508±0.001338	0.712483±0.017590	584	455
	E	0.059120±0.000674	0.089683±0.001345	0.731054±0.014576	734	560
Zirkon 6	F	0.058270±0.000558	0.091812±0.001369	0.737635±0.013797	794	369
	G	0.059821±0.001504	0.089475±0.001343	0.737997±0.022768	752	552
B) stärker gerundete und idiomorphe Zirkone ohne sichtbare Zonierung						
Zirkon 7	A	0.196612±0.000674	0.501473±0.010073	13.594358±0.282716	423	330
	B	0.196850±0.000883	0.555445±0.011330	15.075743±0.323018	142	36
	H	0.196093±0.000508	0.555380±0.011117	15.015949±0.307865	307	212
Zirkon 8	D	0.059360±0.005270	0.097314±0.002146	0.796474±0.074952	77	52
	E	0.059231±0.001655	0.103373±0.002080	0.844223±0.030744	517	456
	F	0.063004±0.000842	0.116644±0.002345	1.013276±0.025831	429	366
Zirkon 9	C	0.129083±0.000751	0.388052±0.007846	6.906546±0.150046	200	364
Zirkon 10	G	0.060898±0.001189	0.107225±0.002175	0.900325±0.026885	365	290
Zirkon 11	J	0.090306±0.001474	0.081878±0.001629	1.019499±0.027799	1113	665
	K	0.116244±0.000776	0.179261±0.003564	2.873147±0.062497	760	637
	L	0.113979±0.000681	0.265645±0.005293	4.174738±0.089778	530	254
	M	0.083086±0.003161	0.040220±0.000806	0.460757±0.020811	2402	2388
Zirkon 12	0	0.131568±0.000849	0.394764±0.006202	7.161258±0.126851	122	59

c - auf gewöhnliches Blei (nach Broken Hill Zusammensetzung) korrigierte Isotopenverhältnisse. Alle Fehler sind in 2σ angegeben.