
Münchner Geologische Hefte

Reihe A
Allgemeine
Geologie

33

OBERVENDISCHER UND UNTERORDOVIZISCHER MAGMATISMUS IM BAYERISCHEN WALD

Geochronologische (SHRIMP), geochemische und isotopengeochemische
Untersuchungen an Metamagmatiten
aus dem Westteil des Böhmisches Massivs

Ulrich Teipel

Münchner Geol. Hefte

A 33

98 S., 29 Abb., 6 Tab.

München 2003

Als Dissertation eingereicht an der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München am 25. Februar 2003.

Tag der mündlichen Prüfung: 17. Juni 2003

1. Berichterstatter: Prof. Dr. R. Höll
2. Berichterstatter: Prof. Dr. E. Hegner

Herausgeber: B. Lammerer und H. Miller

Redaktion: F. Söllner und B. Lammerer

Department für Geo- und Umweltwissenschaften der LMU, Sektion Geologie
Luisenstr. 37, D-80333 München, Germany

Telefon: 089 2180 6519, 6512, 6517

Telefax: 089 2180 6514

e-mail: Frank.Soellner@lmu.de

Ohne ausdrückliche Genehmigung der Herausgeber ist es nicht gestattet, das Werk oder Teile daraus nachzudrucken oder auf photomechanischem Wege zu vervielfältigen.

Für den Inhalt der Arbeit sind die Autoren allein verantwortlich.

Herstellung: Rosch-Buch Druckerei GmbH, Scheßlitz

ISSN 1430 - 5666

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	i
Zusammenfassung.....	iii
Summary	v
Vorwort.....	vii
Verwendete Abkürzungen	viii
1. Einleitung.....	1
1.1 Fragestellung und Zielsetzung	1
1.2 Art und Umfang der durchgeführten Arbeiten.....	2
2. Geologischer Rahmen	4
2.1 Metamorphosen im Bayerischen Wald	6
2.2 Untersuchte Gesteine	8
2.2.1 Leukokrate Gneise	8
2.2.2 Metabasite	11
3. Analytik.....	12
3.1 Gesteinsaufbereitung und Mineralseparation.....	12
3.2 U-Pb-Zirkon-Datierungen mit der SHRIMP.....	12
3.3 Geochemische Analysen.....	14
3.4 Sm-Nd- und Rb-Sr-Analysen.....	14
3.5 Massenspektrometrische Messungen.....	15
4. SHRIMP-Datierungen an Zirkonen.....	16
4.1 Zirkonmorphologie und -typologie.....	16
4.2 Internstrukturen von Zirkonen	20
4.3 U-Pb-Altersbestimmungen.....	25
4.4 Interpretation.....	37
4.4.1 Ererbte Zirkonkerne	37
4.4.2 Magmatische Zirkone	39
4.4.3 Metamorph gebildete Zirkone.....	44

5. Geochemische Untersuchungen	47
5.1 Hinweise auf Alteration in den untersuchten Proben.....	47
5.2 Leukokrate Gneise	47
5.3 Metabasite	53
5.4 Zusammenfassung und Interpretation.....	55
6. Sm-Nd- und Rb-Sr-Isotopie	57
6.1 Sm-Nd- und Rb-Sr-Isotopen-Charakteristika	57
6.2 Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteinsdatierungen.....	61
7. Zusammenfassung der Ergebnisse	63
8. Diskussion	66
8.1 Hinweise auf das ursprüngliche, präkambrische Grundgebirge	66
8.2 Obervendischer Magmatismus (~ 550 Ma)	66
8.3 Unterordovizischer Magmatismus (~ 485 – 475 Ma).....	67
8.4 Paläogeographisches Modell	69
9. Literaturverzeichnis	72
10. Anhang	
10.1 Probennahmelokalitäten	
10.2 Geochemische Analysen	
10.3 Chronostratigraphische Tabellen	

Zusammenfassung

Das Moldanubikum des Bayerischen Waldes gehört als Westteil des Böhmisches Massivs zum Varisziden-Gürtel Mitteleuropas. Der Varisziden-Gürtel wird gegliedert in Rhenoherynium, Saxothuringikum, Moldanubische Zone und Moravo-Silesikum (Kossmat, 1927; Franke, 1989). Er ist das Ergebnis sequentieller Kollision mehrerer, ursprünglich von Gondwana abstammender Krustenfragmente (peri-Gondwana *terranes*) während der variszischen Orogenese im mittleren und oberen Paläozoikum (Franke et al., 1995). Zu den peri-Gondwana *terranes* werden in Europa u.a. Ost-Avalonia (in Südengland, Nordfrankreich und Norddeutschland), die *Armorican terrane assemblage* mit Iberia (Iberische Halbinsel) und Cadomia (in Mitteleuropa: u.a. Armorikanisches Massiv, *Massif Central*, Schwarzwald, Böhmisches Massiv) sowie die Protalpen (in den Alpen) gezählt (Tait et al., 1997; von Raumer, 1998; Schätz et al., 2002).

Bislang erlaubte die geringe Anzahl verlässlicher magmatischer Altersdaten keine Rekonstruktion der prävariszischen Paläogeographie der moldanubischen Anteile des Bayerischen Waldes. Daher war es Ziel der vorliegenden Arbeit Altersstellung, Genese und geotektonische Position von Metamagmatiten aus dem Bayerischen Wald, die im Allgemeinen als prävariszisch erachtet werden, zu klären. Solche Metamagmatite, in Form von leukokraten Gneisen und assoziierten Metabasiten, wurden in vier Gebieten beprobt, nämlich in der Umgebung von Passau, im Hinteren Bayerischen Wald (Bodenmais – Spiegelau – Freyung), im südlichen Oberpfälzer Wald (Waldmünchen – Rötze) und im Künischen Gebirge (Rittsteg – Lam).

U-Pb-SHRIMP-Datierungen an Zirkonen sowie zirkonmorphologische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an leukokraten Gneisen und Metabasiten verweisen auf eine komplexe Geschichte: Im südwestlichen Teil des Bayerischen Waldes – in der Umgebung von Passau – ist oberendischer (oberes "Neoproterozoikum III") basischer und saurer Magmatismus durch Zirkonalter von 549 ± 6 Ma, 549 ± 7 Ma und 555 ± 12 Ma belegt. Alte, ererbte Zirkonkerne wurden nicht festgestellt. Zugehörige mittlere Randsaumalter von 313 ± 5 Ma, 316 ± 10 Ma und 319 ± 5 Ma zeigen metamorphes Zirkonwachstum im Oberkarbon an.

Geochemische Signaturen von leukokraten Metamagmatiten mit rhyolithischem Chemismus und von Metabasiten deuten auf eine geotektonische Position an einem aktiven Kontinentalrand, möglicherweise mit *back arc*-Entwicklung. Nd-Isotopie-Daten dieser leukokraten Metamagmatite ($\epsilon_{Nd(t)}$ $-4,6$ - $-1,7$) verweisen auf eine krustale Magmenquelle mit variablen, eher geringen Anteilen an altem, kontinentalem Krustenmaterial. Ein Metabasit mit primitivem Charakter ($mg\# = 71$) und erhöhten LREE-Gehalten stammt vermutlich von einer angereicherten Mantelquelle (subkontinentale Lithosphäre; $\epsilon_{Nd(t)}$ $+1,2$) ab; eine negative Nb-Anomalie spricht für Subduktionseinfluss.

Im Hinteren Bayerischen Wald, im südlichen Oberpfälzer Wald und im Künischen Gebirge ist unterordovizischer Magmatismus nachgewiesen: Leukokrate Metamagmatite aus dem Hinteren Bayerischen Wald haben unterordovizische, magmatische Alter von 480 ± 6 Ma und 486 ± 7 Ma. Die Internstrukturen von Zirkonen geben Hinweise auf komplexe, (spät)magmatische Rekristallisations- bzw. Ausheilungsprozesse. Bei einzelnen Zirkonanalysen wurde reverse Diskordanz (ein "überkonkordantes" U-Pb-Alter) bzw. scheinbare Altersumkehrung (die Außenzone des Zirkons hat ein scheinbar höheres U-Pb-Alter als die Innenzone) festgestellt. Diese Phänomene werden ebenfalls als Hinweise auf komplexe, (spät)magmatische Rekristallisations- bzw. Ausheilungsprozesse interpretiert; diese Prozesse fanden vermutlich während vergleichsweise langsamer Abkühlung der Magmen statt. Ererbte Zirkonkerne dokumentieren archaische ($\sim 2,70$ Ga), paläoproterozoische ($\sim 2,02$ Ga) und neoproterozoische (615-560 Ma) Ereignisse. Anzeichen für metamorphes Zirkonwachstum während der variszischen Metamorphose wurden nicht festgestellt. Im südlichen Oberpfälzer Wald ist durch U-Pb-SHRIMP-Alter von ~ 475 -480 Ma saurer und basischer, unterordovizischer Magmatismus nachgewiesen (Mielke et al., 1996; Teipel et al., 2002); aus dem Künischen Gebirge liegt ein U-Pb-SHRIMP-Alter von sauren Metavulkaniten um ~ 475 Ma vor (Mielke et al., 1996). Die variszische Metamor-

phose ist im südlichen Oberpfälzer Wald durch ein Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteinsalter von $323,5 \pm 3,3$ Ma dokumentiert.

Unterordovizische, leukokrate Metamagmatite aus dem Hinteren Bayerischen Wald, dem südlichen Oberpfälzer Wald und dem Künischen Gebirge zeigen geochemische Hinweise auf die Beteiligung von kontinentalem Krustenmaterial und/oder Subduktionseinfluss: $\epsilon_{Nd(t)}$ -Werte zwischen -0,5 und -4,4 belegen variable Anteile an juvenilem und altem Krustenmaterial an den Magmenquellen leukokrater Metamagmatite aus dem Hinteren Bayerischen Wald und dem südlichen Oberpfälzer Wald; demgegenüber ist im Künischen Gebirge ein hoher Anteil alter, kontinentaler Kruste an der Magmenquelle angezeigt ($\epsilon_{Nd(t)}$ -6,3). Im Künischen Gebirge weisen kalkalkalische, andesitische Metabasite auf eine geotektonische Position im Bereich einer kontinental beeinflussten Subduktionszone hin. Leukokrate Metamagmatite aus dem südlichen Oberpfälzer Wald ohne Eu-Anomalien und mit niedrigen Th-Gehalten stammen möglicherweise von einer Magmenquelle mit juvenilem, subduktionsbeeinflusstem Ausgangsmaterial ab. In der näheren Umgebung kommt ein vermutlich altersgleicher Metabasit mit N-MORB-Signatur vor, der von einem verarmten Mantelreservoir ($\epsilon_{Nd(t)}$ +7,9) abgeleitet werden kann; ähnliche Metabasite werden im Oberpfälzer Wald als allochthone, tektonisch eingeschuppte Relikte angesehen (Rohrmüller et al., 1996).

Eine Gruppe leukokrater Gneise aus dem südlichen Oberpfälzer Wald und dem nördlichen Bayerischen Wald (Umgebung von Waldmünchen und Bodenmais) ist aufgrund charakteristischer, niedriger REE- und HFSE-Gehalte, hoher P-Gehalte und überwiegend positiver Eu-Anomalien entgegen der bisher postulierten vulkanischen Herkunft (Mielke, 1990; Ott & Rohrmüller, 1998) als Leukosome zu interpretieren.

Im Unterordovizium ist im Hinteren Bayerischen Wald, im südlichen Oberpfälzer Wald und im Künischen Gebirge im Wesentlichen eine geotektonische Position in einem konvergenten Umfeld, wahrscheinlich an einem aktiven Kontinentalrand, zu vermuten. Geochemische Hinweise auf *rift*-bezogenen Magmatismus wurden nicht gefunden.

Die an leukokraten Metamagmatiten und Metabasiten aus dem Bayerischen Wald gewonnenen Ergebnisse erlauben erstmals eine zumindest spekulative Rekonstruktion der paläogeographischen Position des Bayerischen Waldes im Obervendium und Unterordovizium:

- Ererbte Zirkonalter sowie die Nd-Isotopie sprechen für eine ursprüngliche Position der moldanubischen Anteile des Bayerischen Waldes am Gondwana-Nordrand im Bereich des Westafrika-Kratons.
- Konkordante U-Pb-Alter von ererbten Zirkonkernen zwischen 615-560 Ma deuten auf den in peri-Gondwana *terrane*s weit verbreiteten subduktionsbezogenen, cadomischen Magmatismus hin.
- Geochemische und isotopengeochemische Daten von Metamagmatiten aus dem Bayerischen Wald verweisen auf Konvergenz-Bedingungen (Subduktion) im oberen Vendium (aktiver Kontinentalrand mit ensialischer *back arc*-Bildung um ~ 550 Ma) und im Unterordovizium (aktiver Kontinentalrand um ~ 480 Ma). Damit unterscheidet sich die Entwicklung im Moldanubikum des Bayerischen Waldes signifikant von anderen prävariszischen Bereichen Mitteleuropas (z.B. Saxothuringikum, *Massif Central*), für die im Unterordovizium extensionale Bedingungen (*rifting*) angenommen werden (Pin & Marini, 1993; Linnemann et al., 2000). Es bestehen jedoch geochronologische und geotektonische Ähnlichkeiten zwischen dem Bayerischen Wald und dem Habach *terrane* (Tauernfenster; Eichhorn et al., 1999, 2001), das als Teil des prävariszischen Grundgebirges der Alpen (Protoalpen) zum "östlichen" Ausläufer der peri-Gondwana *terrane*s gezählt wird (Tait et al., 2000; Schätz et al., 2002; von Raumer et al., 2002).

Sukzessives *rifting* und Wegdriften der peri-Gondwana *terrane*s ab dem Unterordovizium (Tait et al., 1997) verliefen vermutlich diachron – beginnend mit den "westlichsten" *terrane*s (West- und Ost-Avalonia) – als Folge einer Kollision eines Mittelozeanischen Rückens mit einer Subduktionszone im Bereich West-Avalonias (Fernández-Suárez et al., 2002; Nance et al., 2002). Unter Annahme einer derartigen diachronen Entwicklung am Gondwana-Nordrand sollte im Bereich "östlich" gelegener *terrane*s Konvergenz bzw. Subduktion vorherrschen, während in weiter "westlich" gelegenen *terrane*s bereits *rifting* stattfindet bzw. beginnt. Für den "Bayerischen Wald" wird daher im Unterordovizium eine "östliche" Position in der Kette der peri-Gondwana *terrane*s postuliert.

Summary

Upper Vendian and Lower Ordovician magmatic events in the Bayerischer Wald: Geochronology (SHRIMP), geochemistry and isotope geochemistry of metamagmatic rocks from the western Bohemian Massif.- Doctoral thesis, Munich University.

The Moldanubian basement of the Bayerischer Wald represents the western part of the Bohemian Massif in the Variscan belt of central Europe. The Variscan belt is subdivided into the Rhenohercynian, Saxothuringian, Moldanubian and Moravo-Silesian zones (Kossmat, 1927; Franke, 1989). It is the result of sequential collision of Gondwana-derived crustal fragments (terranes) during the Variscan orogeny in the upper to middle Palaeozoic (Franke et al., 1995). Among the Gondwana-derived terranes in Europe are East-Avalonia (in southern England, northern France, northern Germany), the Armorican terrane assemblage comprising Iberia (Iberian peninsula) and Cadomia (in central Europe: Armorican Massif, *Massif Central*, Schwarzwald, Bohemian Massif) and the proto-Alps (in the Alps) (Tait et al., 1997; von Raumer, 1998; Schätz et al., 2002).

Presently, the limited number of reliable magmatic age data hampered pre-Variscan palaeogeographic reconstructions for the Moldanubian basement of the Bayerischer Wald. Thus, the essential aim of this study was to constrain age, petrogenesis and geotectonic setting of metamagmatic rocks believed to be pre-Variscan in age from the Bayerischer Wald. Therefore, leucocratic gneisses and associated metabasites were sampled in four areas, namely in the Passau area, in the Hinterer Bayerischer Wald (Bodenmais – Spiegelau – Freyung), in the southern Oberpfälzer Wald (Waldmünchen – Rötzt) and in the Künisches Gebirge (Rittsteig – Lam).

U-Pb-SHRIMP dating of zircon, zircon morphology, geochemistry and isotopic data of leucocratic gneisses and metabasites reveal a complex history:

In the south-western part of the Bayerischer Wald – in the Passau area – Upper Vendian (late "Neoproterozoic III") basic and acid magmatism is documented by zircon ages of 549 ± 6 Ma, 549 ± 7 Ma and 555 ± 12 Ma. Old, inherited zircon cores were not detected. Pooled ages of zircon overgrowths of 313 ± 5 Ma, 316 ± 10 Ma and 319 ± 5 Ma provide evidence for Variscan metamorphic zircon growth.

Geochemical signatures suggest a position at an active continental margin, probably with back arc development, for the Upper Vendian magmatism: Nd isotopic data of leucocratic metamagmatites ($\epsilon_{Nd(t)}$ -4.6 - -1.7) point to a crustal magma source with variable but small proportions of old, continental crustal material. A metabasite with primitive character ($mg\# = 71$) and enriched LREE is presumably derived from an enriched mantle source (sub-continental lithosphere; $\epsilon_{Nd(t)}$ $+1.2$) and shows subduction influence (negative Nb anomaly); this is consistent with an ensialic back arc development.

In contrast, the Hinterer Bayerischer Wald, the southern Oberpfälzer Wald and the Künisches Gebirge – in the north-eastern parts of the Bayerischer Wald – are characterised by Lower Ordovician magmatism: leucocratic metamagmatites from the Hinterer Bayerischer Wald yield magmatic ages of 480 ± 6 Ma and 486 ± 7 Ma. Some zircon analyses show reverse discordance or apparent age reversal (the U-Pb age of the outer zone of a zircon is apparently older than the age of the inner zone). These phenomena are interpreted to indicate complex, (late) magmatic recrystallisation and/or annealing processes, probably taking place during relatively slow cooling of the granitoid magmas. Inherited zircon core ages record Archaean (~ 2.70 Ga), Palaeoproterozoic (~ 2.02 Ga) and Neoproterozoic (615-560 Ma) events. Evidence for Variscan metamorphic zircon growth was not observed. In the southern Oberpfälzer Wald basic and acid, Lower Ordovician magmatism is documented by U-Pb-SHRIMP ages of ~ 475 -480 Ma (Mielke et al., 1996; Teipel et al., 2002). An acid metavolcanic from the Künisches Gebirge yields a U-Pb-SHRIMP age of ~ 475 Ma

(Mielke et al., 1996). A Sm-Nd-garnet-whole rock isochrone age of 323.5 ± 3.3 Ma provides evidence for cooling during Variscan metamorphism in the southern Oberpfälzer Wald.

Lower Ordovician leucocratic metamagmatites from the Hinterer Bayerischer Wald, the southern Oberpfälzer Wald and the Künisches Gebirge show geochemical characteristics indicative of continental crust and/or subduction. The crustal magma sources of leucocratic metamagmatites from the Hinterer Bayerischer Wald and the southern Oberpfälzer Wald contain variable proportions of juvenile and old crustal material ($\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ -0.5 - -4.4); whereas a low $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ value (-6.3) of a leucocratic metamagmatite in the Künisches Gebirge indicates a high amount of old continental crustal material in the magma source. Calc-alkaline, andesitic metabasites from the Künisches Gebirge are consistent with an active continental margin geotectonic setting. Leucocratic metamagmatites from the southern Oberpfälzer Wald without Eu anomalies and comparatively low Th contents are probably derived from a juvenile, subduction-related precursor. A presumably concomitant metabasite with N-MORB characteristics from the vicinity was derived from a depleted mantle source as indicated by a high $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ value ($+7.9$). Similar metabasites from the Oberpfälzer Wald are probably tectonically emplaced relics (Rohrmüller et al., 1996).

A geochemically distinct group of leucocratic gneisses from the southern Oberpfälzer Wald and the northern Bayerischer Wald (Waldmünchen – Bodenmais area) is re-interpreted as leucosomes, as opposed to the assumed volcanic origin (Mielke, 1990; Ott & Rohrmüller, 1998), on the basis of characteristically low REE and HFSE contents, high P concentrations and mainly positive Eu anomalies.

In the Lower Ordovician a geotectonic position in a convergent setting, probably at an active continental margin, is assumed in the Hinterer Bayerischer Wald, in the southern Oberpfälzer Wald and in the Künisches Gebirge. Geochemical proof of rift-related magmatism was not found.

Geochronological, geochemical and isotopic results from leucocratic metamagmatites and metabasites from the Bayerischer Wald for the first time allow a tentative reconstruction of the palaeogeographic position of the Bayerischer Wald in the Upper Vendian and Lower Ordovician:

- Inherited zircon core ages and Nd isotopic data constrain an original position of Moldanubian parts of the Bayerischer Wald at the northern margin of Gondwana, most likely in the vicinity of the Westafrican craton.
- Concordant U-Pb ages of inherited zircon cores in the range of 615-560 Ma are evidence for the widespread subduction-related, Cadomian magmatism in Gondwana-derived terranes.
- Geochemical and isotopic data from metamagmatites of the Bayerischer Wald indicate convergence (subduction) in the Upper Vendian (active continental margin with ensialic back arc development at ~ 550 Ma) and in the Lower Ordovician (active continental margin at ~ 480 Ma). Thus, the evolution of the Moldanubian in the Bayerischer Wald differs markedly from that of other pre-Variscan areas in Central Europe (e.g. Saxothuringian, *Massif Central*), where extensional settings with rifting are assumed in the Lower Ordovician (Pin & Marini, 1993; Linnemann et al., 2000). However, there are geochronological and geotectonic similarities between the Bayerischer Wald and the Habach terrane (Tauern Window; Eichhorn et al., 1999, 2001), the latter, being part of the pre-Variscan basement of the Alps (proto-Alps), probably belongs to the "eastern" continuation of the peri-Gondwana terranes (Tait et al., 2000; Schätz et al., 2002; von Raumer et al., 2002).

Successive rifting and drifting of Gondwana-derived terranes started in the Lower Ordovician (Tait et al., 1997) and probably occurred diachronously – starting in the "western" terranes (West- and East-Avalonia) – due to ridge-trench-collision in the West-Avalonia area (Fernández-Suárez et al., 2002; Nance et al., 2002). Assuming a diachronous evolution at the northern margin of Gondwana there is supposed to be convergence and/or subduction in the "eastern" parts of the chain of Gondwana-derived terranes, whereas further to the "west" rifting already took place or started. In consequence, the Moldanubian parts of the Bayerischer Wald are tentatively placed at an "eastern" position in the chain of Gondwana-derived terranes in the Lower Ordovician.

Vorwort

Herrn Prof. Dr. Rudolf Höll, Department für Geo- und Umweltwissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München, möchte ich für seine engagierte Betreuung und sein großes Interesse an dieser Arbeit danken. Sein Einsatz und seine stete Diskussionsbereitschaft trugen ganz wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Für die Einführung in die Isotopenanalytik, die Nutzung des Labors sowie fachliche Anregungen und Betreuung bei Laborarbeiten gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. Ernst Hegner (Leiter des Zentrallabors für Isotopenanalytik, Department für Geo- und Umweltwissenschaften) und Herrn Prof. Dr. Hermann Köhler (Department für Geo- und Umweltwissenschaften).

Dem Institutsleiter Herrn Prof. Dr. Hubert Miller danke ich für die Bereitstellung der Instituts- und Laboreinrichtungen im Department für Geo- und Umweltwissenschaften.

Besonderer Dank gebührt Herrn Dr. Roland Eichhorn (Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen, München) für wertvolle Anregungen und nächtelange Diskussionen an der SHRIMP. Besonders erwähnen möchte ich an dieser Stelle Herrn Dr. Allen Kennedy (Curtin University, Perth) und ihm für seine Einweisung in die SHRIMP und den reibungslosen Ablauf der Messungen danken.

Für zahlreiche Anregungen, Diskussionen über die regionale Geologie und gemeinsame Exkursionen bedanke ich mich bei Herrn Dr. Johann Rohrmüller (Bayerisches Geologisches Landesamt, Marktredwitz). Ein Teil der geochemischen Analysen wurde dankenswerterweise vom Bayerischen Geologischen Landesamt zur Verfügung gestellt.

Herrn Dr. Frank Söllner, Herrn Dr. Stefan Hölzl, Frau Dr. Birgit Meißner, Herrn Dr. Immo Wendt sowie den Herren Dipl.-Geol. Peter Deters, Matthias Willbold und Wolfgang Schmidt (Department für Geo- und Umweltwissenschaften) sei gedankt für ihre Unterstützung und Hilfsbereitschaft im Labor und am Massenspektrometer.

Ich danke ferner meinen Mitstreitern Herrn Dr. Peter Schauder und Herrn Dipl.-Geol. Martin Höckenreiner für Diskussionen und Unterstützung.

Die Messungen an der SHRIMP sowie der Aufenthalt in Perth wurden zum großen Teil durch eine großzügige Spende von Ferdinand Graf von Thun und Hohenstein finanziert und dadurch ermöglicht.

Für Isotopen- und Zirkonuntersuchungen stand eine Sachmittelbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG-GZ: Ho 488/24-1) zur Verfügung.

Für die Dauer von zwei Jahren wurde die vorliegende Arbeit durch ein Stipendium zur Förderung des wissenschaftlichen Nachwuchses der Ludwig-Maximilians-Universität München finanziert.

Ganz besonders möchte ich mich bei meinen Eltern für jegliche Art der Unterstützung vor und während der Promotion bedanken!

Verwendete Abkürzungen

CAB	<i>calc-alkali basalt</i> , Kalkalkali-Basalt
CN	Chondrit-normiert
D _x , S _x	Deformationsphase D und damit verbundene Schieferung S
E-MORB	<i>enriched MORB</i> , angereicherter MORB
HFSE	<i>high field strength elements</i> , insbesondere Th, U, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, REE
HP	<i>high pressure</i> , Hochdruck(-Metamorphose)
HREE	<i>heavy rare earth elements</i> , schwere Seltenerdelemente, Gd-Lu
HT	<i>high temperature</i> , Hochtemperatur(-Metamorphose)
IUGS	<i>International Union of Geological Sciences</i>
KL	Kathodolumineszenz
LILE	<i>large ion lithophile elements</i> ; insbesondere Cs, Rb, K, Ba, Sr
LOI	<i>loss on ignition</i> , Glühverlust
LP	<i>low pressure</i> , Niederdruck(-Metamorphose)
LREE	<i>light rare earth elements</i> , leichte Seltenerdelemente, La-Eu
MORB	<i>mid-ocean ridge basalt</i> ; Mittelozeanischer Rücken-Basalt
MP	<i>medium pressure</i> , Mitteldruck(-Metamorphose)
N, E, W, S	Norden, Osten, Westen, Süden
N-MORB	<i>normal MORB</i> , verarmter MORB
P, T	Druck, Temperatur
REE	<i>rare earth elements</i> , Seltenerdelemente, La-Lu
REM	Rasterelektronenmikroskop
SHRIMP	<i>sensitive high resolution ion microprobe</i>
VAB	<i>volcanic arc basalt</i> , Inselbogenbasalt

1. Einleitung

1.1 Fragestellung und Zielsetzung

Der Varisziden-Gürtel Mitteleuropas ist das Ergebnis sequentieller Kollision mehrerer, von Gondwana abstammender Krustenfragmente (peri-Gondwana *terrane*s) im mittleren und oberen Paläozoikum (Franke et al., 1995; Tait et al., 1997, 2000). Diese Krustenfragmente, unter anderem Ost-Avalonia und die *Armorican terrane assemblage* (Tait et al., 1997), stammen ursprünglich von einem spät-neoproterozoischen, andinotypen Kontinentalrand am Gondwana-Nordrand (Nance & Murphy, 1994). Ost-Avalonia tritt zutage in Südengland, Nordfrankreich, Belgien und Norddeutschland im Bereich des Rhenoherynikums (Franke et al., 1995). Weitere Gebiete mit Avalonia-Affinität werden

in Teilen des Saxothuringikums (Erzgebirge, West-Sudeten) und im Moravo-Silesikum vermutet (Kröner et al., 1995, 2001; Kröner & Hegner, 1998; Friedl, 2000; Hegner & Kröner, 2001). Die *Armorican terrane assemblage* (auch als "Armorica" bzw. "Cadomia" bezeichnet; Van der Voo, 1979; Tait et al., 1997; Linnemann et al., 2000) setzt sich zusammen aus mehreren Krustenfragmenten, zu denen die Armorikanische und Iberische Massive, das *Massif Central*, der Schwarzwald sowie Teile des Böhmisches Massivs (Moldanubische Zone) gehören (Tait et al., 1997); bestimmte Bereiche des Saxothuringikums werden ebenfalls als Bestandteil der *Armorican terrane assemblage* angesehen ("Saxothuringisches *terrane*"; Schätz et al., 2002). Diskutiert werden außerdem Beziehungen zwischen der *Armori-*

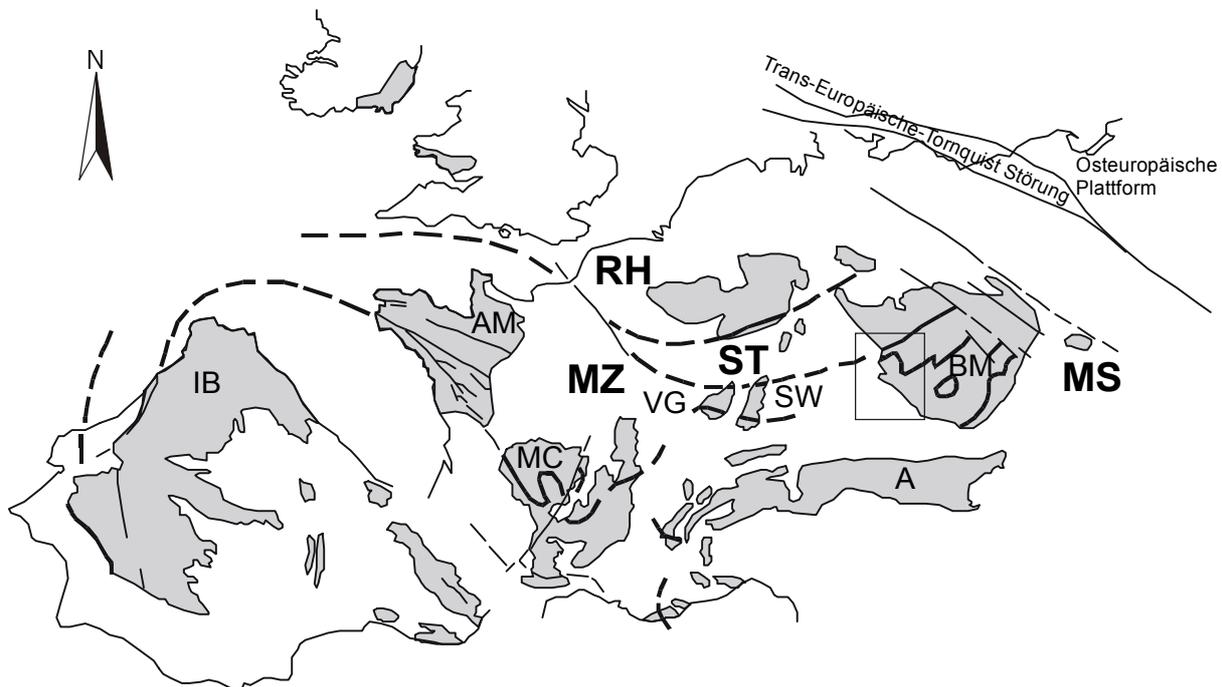


Abb. 1-1: Übersichtskarte der Varisziden in Europa (vereinfacht nach Franke, 1992). Der Varisziden-Gürtel Mitteleuropas wird gegliedert in das Rhenoherynikum (RH), das Saxothuringikum (ST), die Moldanubische Zone (MZ) und das Moravo-Silesikum (MS) (Kossmat, 1927; Franke, 1989). Er ist das Ergebnis sequentieller Kollision mehrerer, ursprünglich von Gondwana abstammender Krustenfragmente (peri-Gondwana *terrane*s: u.a. Ost-Avalonia, *Armorican terrane assemblage*) während der variszischen Orogenese im mittleren und oberen Paläozoikum (Franke et al., 1995; Tait et al., 1997, 2000).

Variszische Massive sind schattiert. IB: Iberia, AM: Armorikanisches Massiv, MC: *Massif Central*, VG: Vogesen, SW: Schwarzwald, BM: Böhmisches Massiv, A: Alpen. Der umrandete Bereich ist in Abb. 2-1 dargestellt.

can terrane assemblage und den Protoalpen (prävariszisches Grundgebirge in den Alpen, "Intra-Alpine *terrane*"; von Raumer, 1998).

Paläomagnetische Daten deuten darauf hin, dass sich die verschiedenen Krustenfragmente der *Armorican terrane assemblage* im Ordovizium zwischen ~470 und ~440 Ma zum Teil unabhängig voneinander von Gondwana lösten und in Richtung Laurentia und Baltica drifteten (Tait et al., 1997, 2000; Schätz et al., 2002).

Für viele Teile der *Armorican terrane assemblage* und benachbarter Gebiete existiert eine Fülle an geochronologischen Daten für neoproterozoische bis ordovizische, paläogeographische Rekonstruktionen (Pin & Marini, 1993; Schaltegger et al., 1997; von Quadt, 1997; Zulauf et al., 1997; Kröner & Hegner, 1998; Zulauf et al., 1999; Chen et al., 2000; Friedl, 2000; Linnemann et al., 2000; Eichhorn et al., 2001; Hegner & Kröner, 2001; Bues et al., 2002; Dörr et al., 2002; Kemnitz et al., 2002; von Raumer et al., 2002). Die Stellung moldanubischer Anteile im Westteil des Böhmisches Massivs (Bayerischer Wald) blieb innerhalb derartiger Rekonstruktionen wegen der geringen Anzahl verlässlicher magmatischer Altersdaten bisher jedoch weitgehend ungeklärt. Lediglich drei U-Pb-SHRIMP-Datierungen an sauren Metavulkaniten und an einem Metabasit aus dem Oberpfälzer Wald belegen dort unterordovizischen Magmatismus (Mielke et al., 1996; Teipel et al., 2002).

Vorrangiges Ziel dieser Dissertation ist deshalb die Klärung der Altersstellung des prävariszischen Magmatismus im Bayerischen Wald durch geochronologische Untersuchungen an leukokraten und basischen Metamagmatiten. Im Vordergrund stehen hierbei die magmatischen Bildungsalter der Protolithe von leukokraten Gneisen und untergeordnet von Metabasiten. Derartige leukokrate Gneise werden im Bayerischen Wald als "Leptynite", "Granat-Metapelite", "Orthogneise" und "Flaserigneise" bezeichnet (Schreyer, 1967; Bauberger, 1977; Bauberger & Unger, 1984; Ott, 1988; Mielke, 1990, 2002; Ott & Rohrmüller, 1998). Die Erfassung der geotektonischen Positionen sowie

Aussagen zur Genese der Protolithe der untersuchten Gesteine sind weitere, wesentliche Ziele der vorliegenden Arbeit. Die magmatischen Bildungsalter sollen zusammen mit geochemischen und isotopengeochemischen Daten die Einbindung der moldanubischen Anteile des Bayerischen Waldes in prävariszische, paläogeographische Rekonstruktionen ermöglichen.

1.2 Art und Umfang der durchgeführten Arbeiten

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde ein Großteil der im Bayerischen Wald und im südlichen Oberpfälzer Wald bekannten Vorkommen von leukokraten Gneisen feldgeologisch untersucht und beprobt, zum Teil in Zusammenarbeit mit Herrn Dr. Johann Rohrmüller (Bayerisches Geologisches Landesamt, Marktredwitz). Soweit leukokrate Gneise mit Metabasiten vergesellschaftet waren, wurden letztere ebenfalls beprobt.

Insgesamt wurden 32 Vorkommen von leukokraten Gneisen und drei Metabasit-Vorkommen beprobt und bearbeitet (Abb. 1-2); darunter auch die von Mielke et al. (1996) datierten Vorkommen. Die beprobten Vorkommen liegen in der Umgebung von Passau (PA; Passau – Vilsbiburg), im Hinteren Bayerischen Wald (HBW; Bodenmais – Spiegelau – Freyung), im südlichen Oberpfälzer Wald (SOW; Waldmünchen – Rötze) und im Künischen Gebirge (KG; Rittstätt – Lam). Leukokrate Gneise aus der Donauleite (östlich von Passau; Obernzell – Untergriesbach) (von Guttenberg, 1974) wurden im Rahmen der vorliegenden Dissertation nicht bearbeitet, da geochronologische Untersuchungen auf ein durchgreifendes variszisches, vermutlich granulitfazielles Ereignis um 340 Ma hinweisen (Teipel et al., 2002).

Die Aufschlussituation in den beprobten Gebieten ist als schlecht zu bezeichnen; einige Vorkommen von leukokraten Gneisen und Metabasiten sind lediglich im Lesesteinbefund nachweisbar. Kontakte zu Nebengesteinen der Metamagmatite sind nur in einem Vorkommen bei Lam (KG) aufgeschlossen.

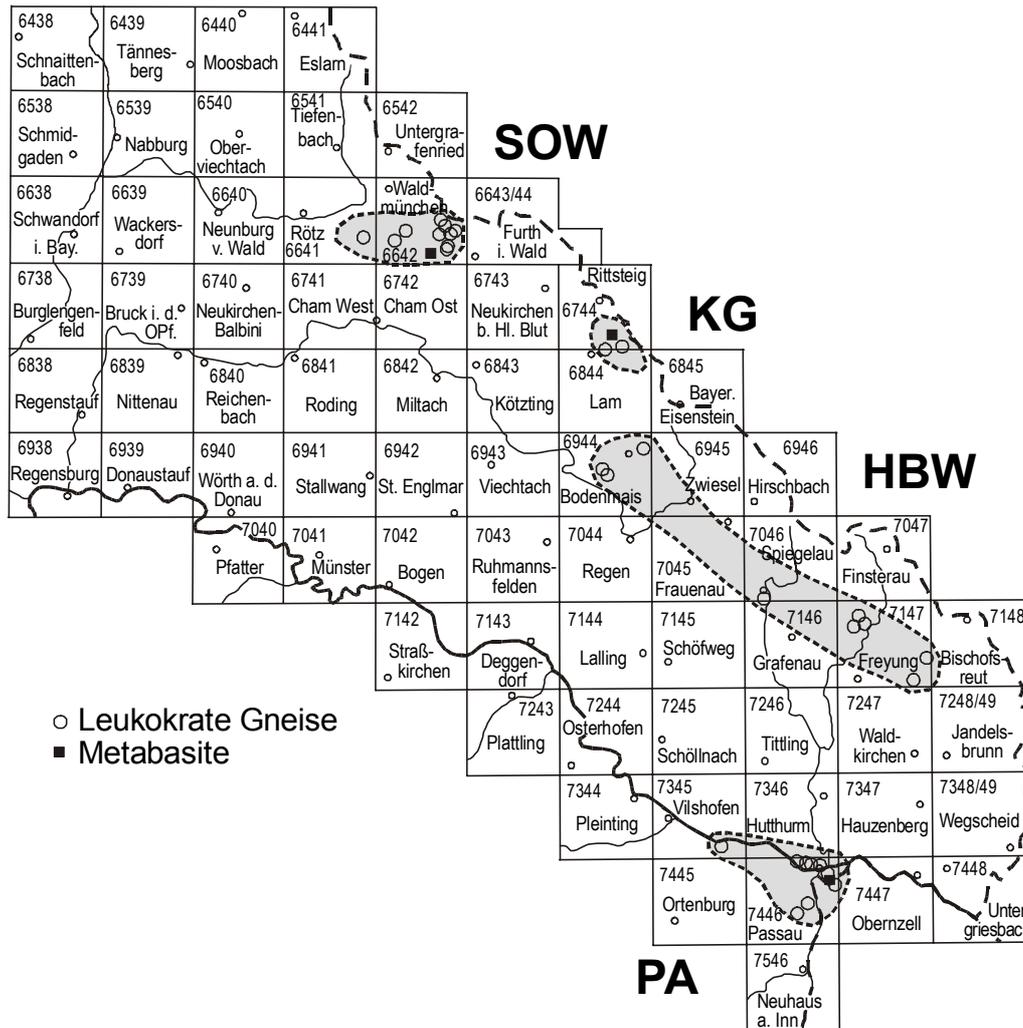


Abb. 1-2: Übersicht der Probennahme-Areale (schattiert) im Gebiet des Bayerischen Waldes und des Oberpfälzer Waldes mit den Probennahmelokalitäten für leucokrate Gneise und Metabasite. Zur Orientierung sind die Blattsnitte der Topographischen Karte, 1:25000 dargestellt. SOW = südlicher Oberpfälzer Wald (Rötz – Waldmünchen); KG = Künisches Gebirge (Rittsteig – Lam); HBW = Hinterer Bayerischer Wald (Bodenmais – Spiegelau – Freyung); PA = Umgebung von Passau (Passau – Vilshofen)

Zur Identifikation geeigneten Probenmaterials wurden etwa 80 Dünnschliffe untersucht; 43 geochemische Analysen (*fusion* ICP, ICPMS, RFA) bildeten die Grundlage für die Auswertung und weitere Bearbeitung der Proben. Isotopengeochemische Untersuchungen (Sm-Nd, Rb-Sr) wurden an zwölf ausgewählten Proben aus Vorkommen durchgeführt, für die Altersinformationen aus Datierungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit bzw. aus der Literatur vorliegen, oder für die aufgrund von Ähnlichkeiten zu datierten Vorkommen ein Alter abgeleitet werden kann. Um Anhaltspunkte für den Zeitraum nachfolgender metamorpher Überprägungen zu erhalten, wurden für Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteinsdatierungen zwei Granatfraktionen separiert und analysiert.

Vier Gesteinsproben von leucokraten Gneisen wurden zur Zirkongewinnung aufbereitet. Von vier aufbereiteten Metabasit-Proben erwies sich nur eine als ausreichend Zirkon-führend. Die Zirkonspektren dieser fünf Proben wurden zirkonmorphologisch untersucht. An Zirkonen von vier leucokraten Gneisen und einem Metabasit wurden U-Pb-Altersbestimmungen mit der Ionensonde SHRIMP II (Perth, Australien) durchgeführt. Für die Auswertung der Zirkon-Datierungen und die Bewertung der Signifikanz der einzelnen Analysepunkte wurde die interne Morphologie der Zirkone mittels Th-U-Analysen und Kathodolumineszenz-Abbildungen untersucht.

2. Geologischer Rahmen

Das Grundgebirge des Bayerischen Waldes stellt den westlichen Teil des Böhmisches Massivs dar. Ein Großteil des Böhmisches Massivs

bildet gemeinsam mit Teilen des Armorikanischen Massivs, des *Massif Central*, der Vogesen und des Schwarzwaldes die Moldanubische

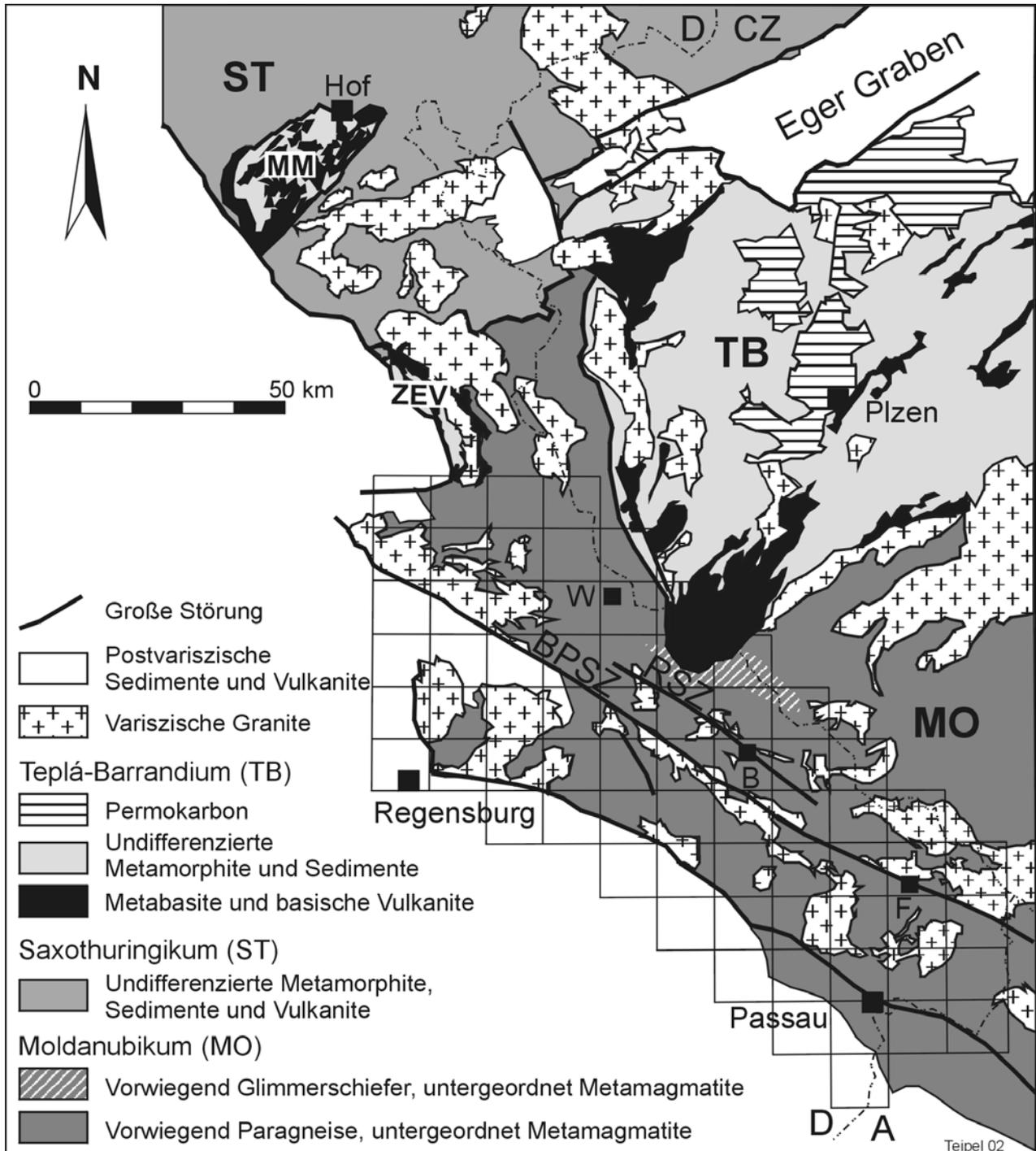


Abb. 2-1: Geologische Übersichtskarte des westlichen Böhmisches Massivs (vereinfacht und modifiziert nach der Geologischen Karte von Bayern, 1:500000, 1996 und Troll, 1967b). Zur Orientierung sind die Blattschnitte der Topographischen Karte, 1:25000 (Abb. 1-2) dargestellt. MM: Münchberger Masse, ZEV: Zone von Erbdorf-Vohenstrauß, BPSZ: Bayerischer Pfahl-Scherzone, RSZ: Rundinger Scherzone, W: Waldmünchen, B: Bodenmais, F: Freyung.

Zone des Varisziden-Gürtels in Mitteleuropa (Abb. 1-1). Die Moldanubische Zone wird im Böhmischem Massiv repräsentiert durch das Teplá-Barrandium und das Moldanubikum (Franke, 1989).

Der Bayerische Wald wird als intensiv überprägter, randlicher Teil des Moldanubikums des Böhmischem Massivs angesehen (Urban & Synek, 1995). Diesen westlichen Randbereich des Böhmischem Massivs bezeichnet Fuchs (1976) als "Bavarikum". Typische Strukturen sind NW-SE-streichende Foliationen und NW-SE-streichende, dextrale Scherzonen (Bayerischer Pfahl-Scherzone, Runder Scherzone; Abb. 2-1).

Das Moldanubikum des Bayerischen Waldes ist gekennzeichnet durch polymetamorphe Metasedimente (vorwiegend Paragneise und Glimmerschiefer) mit untergeordneten Metamagmatiten sowie durch variszische Granite.

Vor allem im Hinteren Bayerischen Wald ist das Moldanubikum überwiegend aus monotonen Lithologien aufgebaut. Die monotonen Paragneisabfolgen (sogenannte "Monotone Gruppe") bestehen aus ehemaligen Tonsteinen, Grauwacken und sandig-tonigen Wechsellagerungen mit sporadischen Mergelzwischenlagen; vereinzelt sind metamorphe basische und intermediär-saure Magmatite eingeschaltet. Als Ablagerungsmilieu wird ein absinkendes Sedimentationsbecken an einem Kontinentalrand bzw. ein Schelfbereich an einem passiven Kontinentalrand postuliert (Blümel, 1972; Fuchs, 1995; Rohrmüller et al., 1996).

Bereiche mit variabler Lithologie (sogenannte "Bunte Gruppe") finden sich im Künischen Gebirge bei Lam – Rittsteig (Blümel, 1972), im südlichen Oberpfälzer Wald bei Waldmünchen (Mielke, 1990) und in der Donauleite östlich von Passau (von Guttenberg, 1974). Diese variablen Paragneisabfolgen werden aufgebaut aus vormaligen Tonsteinen, Sandsteinen, Grauwacken, Kalksteinen sowie basischen und sauren Magmatiteinschaltungen. Typisch ist das Auftreten organogenen Materials, das in den heutigen Metasedimenten als Graphit vorliegen kann. Als Ablagerungsraum dieser als vulkano-

sedimentäre Abfolge interpretierten Vergesellschaftung wird ein Schelfbereich an einem vermutlich passiven Kontinentalrand diskutiert (Blümel, 1972; Fuchs, 1995).

Die Beziehungen zwischen "Monotone Gruppe" und "Bunter Gruppe" sind, insbesondere im Bayerischen Wald, nicht geklärt. Im Allgemeinen wird die "Monotone Gruppe" (im tschechischen Sprachgebrauch "Želiv-Gruppe") als stratigraphisch Liegendes der "Bunten Gruppe" (tschechisch "Český Krumlov-Gruppe") angesehen (Jencek & Vajner, 1968; Zoubek, 1988; Stettner et al., 1997). Blümel (1972) sieht im Gebiet zwischen Rittsteig und Bodenmais (nördlicher Bayerischer Wald) einen Übergang zwischen "Monotone Gruppe" und "Bunter Gruppe".

Zum Sedimentationsalter der Protolithen der Paragneise und Glimmerschiefer existieren unterschiedliche Vorstellungen:

- Einige Autoren (Stettner, 1981; Zoubek, 1988; Chaloupsky, 1989) nehmen an, dass die Paragneise des Moldanubikums ausschließlich proterozoischen Alters sind.
- In der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland wird die "Monotone Gruppe" dem "Neoproterozoikum III" (Vendium) und die "Bunte Gruppe" dem Unterkambrium zugeordnet (Deutsche Stratigraphische Kommission, 2002).
- U-Pb-Datierungen an detritischen und ererbten Zirkonen aus verschiedenen Paragneisen verweisen auf bis zu 1,8-3,8 Ga alte Liefergebiete für diese Metasedimente (Grauert et al., 1973; Teufel, 1988; Gebauer et al., 1989; Propach et al., 2000).
- Köhler & Müller-Sohnius (1980) interpretieren eine Rb-Sr-Isochrone mehrerer Paragneisanatexite aus dem Regensburger Wald (nördlicher Bayerischer Wald) mit 563 ± 29 Ma als Alter der Sedimentation oder einer Metamorphose. Ein identisches, an einem Kalksilikatfels (ehemalige Mergelinschaltung) ermitteltes Rb-Sr-Alter von 565 ± 32 Ma führen Grauert et al. (1974) auf ein metamorphes Ereignis zurück.

Anhand dieser Daten kann auf ein Minimalalter für die Sedimentation der "Monotonen Gruppe" von etwa 565 Ma geschlossen werden.

- Frank et al. (1990) leiten aus dem Vergleich der Sr-Isotopenverhältnisse von Marmoren aus dem österreichischen Waldviertel mit der Sr-Isotopenentwicklung von Meerwasser ein proterozoisches Alter der dortigen "Bunten Gruppe" ab.
- An Paragneisen aus dem nördlichen Oberpfälzer Wald, die als Äquivalente der "Bunten Gruppe" aufgefasst werden können (Mielke et al., 1996), wurde ein unteres Schnittpunktalter (U-Pb-Datierungen an Zirkon) von 540 ± 4 Ma bestimmt, das als Metamorphose-Alter interpretiert wird (Teufel, 1988). Es wird diskutiert, ob die Metamorphose bereits im Liefergebiet der Sedimente stattfand, dann wäre die Sedimentation jünger als 540 Ma, oder ob die Sedimente um 540 Ma metamorph überprägt wurden und damit älter als 540 Ma sind. Die Zirkonmorphologie mit abgerundeten Zirkonen wird als Hinweis auf ein Sedimentationsalter jünger als 540 Ma gesehen (Teufel, 1988).
- Mielke et al. (1996) teilen ein magmatisches Bildungsalter (U-Pb-Datierung an Zirkon) von 472 ± 6 Ma von einem sauren Metavulkanit aus dem südlichen Oberpfälzer Wald mit. Für die Sedimentation der Protolith der umgebenden Metasedimente folgt hieraus ein ordovizisches Alter (Chronostratigraphische Tabellen, Anhang 10.3).
- Im Künischen Gebirge kommen in einem nur wenige Kilometer breiten, langgezogenen Streifen Glimmerschiefer sowie untergeordnet Quarzite, Marmorlagen und Metamagmatite vor (Abb. 2-1). Diese Metasedimente stellen vermutlich eine ehemalige, Molasse-artige Beckenfüllung dar (freundl. mündl. Mitt. Prof. R. Höll, 2002). Fischer (1936) stellt diese Abfolge aufgrund regionaler Vergleiche ins Kambrium und Ordovizium. Eine U-Pb-Zirkon-Datierung

an einem sauren Metavulkanit aus dem Künischen Gebirge (Lam) mit 474 ± 7 Ma impliziert eine Sedimentation der Protolith der umgebenden Metasedimente im Unterordovizium (Mielke et al., 1996). Mikrosporenfunde in Glimmerschiefern aus dem Künischen Gebirge bei Rittsteig belegen dort obersilurische Sedimentationsalter (Reitz, 1992).

Geochronologische Hinweise auf Protolith-Alter von als prävariszisch erachteten Metamagmatiten im Moldanubikum des Bayerischen Waldes sind die beiden bereits erwähnten U-Pb-SHRIMP-Datierungen an sauren Metavulkaniten aus dem südlichen Oberpfälzer Wald und aus dem Künischen Gebirge mit 472 ± 6 Ma bzw. 474 ± 7 Ma (Mielke et al., 1996).

Im Zuge der variszischen Orogenese intrudierten zahlreiche spät- bis postkinematische Granitoide in die (hoch)metamorphen moldanubischen Gesteine des Böhmisches Massivs. Für die Intrusion wird auf der Grundlage von Rb-Sr-Datierungen allgemein ein Zeitraum von 290-350 Ma angegeben (Zusammenstellungen in Holub et al. (1995) und Siebel et al. (1997)). U-Pb-Zirkonalter von Graniten des Bayerischen Waldes belegen Kristallisationsalter von 315-340 Ma (Grauert et al., 1974; Abdullah et al., 1994; Köhler & Hölzl, 1996; Propach et al., 2000); in diesem Zeitraum kristallisierten ebenfalls die sogenannten Palite des Bayerischen Pfahls ($334 \pm 0,5$ Ma, Siebel et al., 2002). Rb-Sr-Isochronenalter von Graniten des Bayerischen Waldes liegen zwischen 310 und 325 Ma (Köhler & Müller-Sohnius, 1986; Wendt et al., 1986, 1994; Christinas et al., 1991b; Siebel, 1995).

Die variszische tektonische Aktivität endete mit großen, intrakontinentalen Transformbewegungen um 290-260 Ma (Urban & Synek, 1995).

2.1 Metamorphosen im Bayerischen Wald

Die moldanubischen Gesteine des Bayerischen Waldes wurden in mehreren Metamorphosephasen überprägt. In Relikten und tektonisch

geschonten Bereichen sind Hinweise auf Mitteldruck(MP)- und Hochdruck(HP)-Metamorphosen zu finden; mögliche ältere Metamorphosephasen werden durch geochronologische Indizien angezeigt. Die jüngste Phase ist die durchgreifende variszische Niederdruck-Hochtemperatur(LPHT)-Metamorphose.

Im nördlichen Bayerischen Wald und im Oberpfälzer Wald werden bis zu sechs Deformationsphasen (D₁-D₆) unterschieden, von denen die letzten vier Abschnitte D₃-D₆ der variszischen LPHT-Metamorphose zugeordnet werden (Tanner & Behrmann, 1995; Behrmann & Tanner, 1997).

Mitteldruck-Metamorphose, Hochdruck-Metamorphose und ältere Metamorphosen

Eine MP-Metamorphose ist durch Granat-, Staurolith- und Kyanitrelikte in Paragneisen vor allem im nördlichen Bayerischen Wald dokumentiert (Düsing, 1959; Mielke, 1990; Schuster, 1994). Tanner et al. (1993) geben für die MP-Metamorphose Drücke von 0,7-0,9 GPa (7,0-9,0 kbar) und mittlere Temperaturen von 530-570°C an. Rb-Sr-Abkühlalter zwischen 372 ± 28 Ma und 384 ± 26 Ma von Glimmern aus dem nördlichen Bayerischen Wald stellen dieses MP-Ereignis ins Mittel- bis Oberdevon (Teufel, 1988; Ihlenfeld et al., 1998). Tanner & Behrmann (1995) vermuten, dass die ältesten, nur noch in Relikten und Boudins als Falten erhaltenen Deformationsphasen D₁ und D₂ mit der MP-Metamorphose gleichzusetzen sind. Es wird allgemein angenommen, dass mit der MP-Metamorphose ein Kollisionsereignis verbunden war, das zur Krustenstapelung aller tektonischen Einheiten führte (Blümel, 1995; Urban & Synek, 1995).

Eklogit- und Granulit-Linsen sind als vermutlich eingeschuppte Relikte einer HP-Metamorphose anzusehen. Die Druck-Temperatur(P-T)-Bedingungen lagen bei 1,2-1,5 GPa und 710-800°C (O'Brien, 1989; Blümel, 1995). Das HP-Ereignis wird im nördlichen Bayerischen Wald ins Silur um 425 Ma (Sm-Nd-Mineralisochrone) gestellt (von Quadt & Gebauer, 1988, 1993).

Weitere, prävariszische thermische Ereignisse (Metamorphose, Anatexis) sind geochronologisch angezeigt im Ordovizium um 460-465 Ma (U-Pb-SHRIMP-Datierungen an Zirkon, Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen, Gebauer et al., 1989; U-Pb-Datierungen an Monazit, Teufel, 1988) und im Unterkambrium um 540-545 Ma (U-Pb-Datierungen an Zirkon, Teufel, 1988; Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen, Grauert et al., 1974; Köhler & Müller-Sohnius, 1980). Rb-Sr-Alter von 474 ± 13 Ma und 488 ± 20 Ma werden als Hinweise auf eine ordovizische Anatexis oder Metamorphose gedeutet (Grauert et al., 1974; Köhler et al., 1989).

Variszische Niederdruck-Hochtemperatur-Metamorphose

Charakteristische und verbreitete Mineralparagenesen der durchgreifenden LPHT-Metamorphose in Metapeliten sind Cordierit, Kalifeldspat, Quarz, ±Granat, ±Sillimanit, ±Biotit und/oder Spinell; anatektische Erscheinungen in Form von Leukosomen sind verbreitet.

Der Grad der Metamorphose ist regional unterschiedlich. Im Gebiet zwischen Künischem Gebirge im Norden und der Pfahlzone im Südwesten deutet Blümel (1972) eine Abfolge petrographischer Zonen als Hinweis auf einen zunehmenden Metamorphosegrad von Grünschieferbedingungen mit Glimmerschiefern im Künischen Gebirge (Biotit-Chlorit-Zone) bis hin zu hochgradigen Bedingungen mit Cordierit-Kalifeldspat±Granat-Paragenesen in Migmatiten im Bereich der Pfahlzone und unmittelbar nördlich davon. Baburek (1995) geht dagegen aufgrund petrostruktureller Untersuchungen im benachbarten tschechischen Teil des Moldanubikums von einer tektonischen Überlagerung verschiedener metamorpher Einheiten – einer LPHT-Einheit (Migmatite) und einer MPLT-Einheit (Glimmerschiefer) – mit unterschiedlichen P-T-Pfaden aus. Nordöstlich der Pfahlzone dokumentieren metatektische Gneise mit Cordierit-Kalifeldspat±Granat-Paragenesen einen vergleichsweise geringeren Metamorphose- bzw. Anatexisgrad als Diatexite mit metatektischen Relikten im Gebiet westlich und südlich

des Pfahls; letzteres wird als tieferes Krustensegment gedeutet (Troll, 1967a; Grauert et al., 1974).

Als P-T-Bedingungen für den Höhepunkt der LPHT-Metamorphose werden im nördlichen und mittleren Teil des Bayerischen Waldes Drücke zwischen 0,3 und 0,4 GPa und Temperaturen von 640-800°C angegeben (Blümel & Schreyer, 1977; Tanner et al., 1993; Schuster, 1994). Aus dem Vergleich mit experimentellen Ergebnissen schließen Kalt et al. (1999) dagegen auf Minimum-Bedingungen von 0,5-0,7 GPa und 800-850°C für den Metamorphose-Höhepunkt im Gebiet um Bodenmais. Untersuchungen von Mineralzusammensetzungen (Na in Cordierit, Granat-Cordierit, Granat-Orthopyroxen) belegen Drücke von 0,44-0,51 GPa und Temperaturen von 770-846°C und werden als Hinweis auf die letzte Equilibrierung auf dem retrograden Pfad der LPHT-Metamorphose interpretiert (Kalt et al., 1999).

Der Höhepunkt der LPHT-Metamorphose fällt ins Karbon um 316-326 Ma (U-Pb-Datierungen an Monazit; Grauert et al., 1974; Teufel, 1988; Kalt et al., 1997; Propach et al., 2000). Für Gebiete nördlich der Pfahlzone werden Abkühlalter zwischen etwa 310 und 325 Ma für Biotit (Rb-Sr, K-Ar) und Hornblende (K-Ar) angegeben (Grauert et al., 1974; Kreuzer et al., 1989; Mielke, 1990; Christinas et al., 1991a; Ihlenfeld et al., 1998). Südlich der Pfahlzone deutet ein Rb-Sr-Biotit-Abkühlalter von etwa 300 Ma (Grauert et al., 1974) auf eine langsamere oder spätere Abkühlung hin.

Mit der karbonischen LPHT-Metamorphose beginnt die regional penetrative Hauptdeformationsphase D₃ mit S₃-Foliation und L₃-Streckungslinearen (Tanner & Behrmann, 1995). Gleichzeitig setzt Anatexis ein. Leukosome entwickeln sich zunächst parallel zu S₃ und formen mit zunehmendem Schmelzanteil kompliziertere Muster (Tanner et al., 1993; Tanner, 1996). Während D₄ und D₅, die ebenfalls unter LPHT-Bedingungen und fortgesetzter Anatexis stattfinden, werden S₃-Flächen weitspannig gefaltet. Kleinere, lokale duktile Deformationen werden als D₆ zusammengefasst (Tanner &

Behrmann, 1995; Behrmann & Tanner, 1997). Im Allgemeinen herrscht die Vorstellung, dass Extensionsprozesse in bereits verdickter Kruste die LPHT-Metamorphose und die Intrusion von Granitoiden zur Folge hatten (Blümel, 1995; Urban & Synek, 1995). Tanner & Behrmann (1995) und Tanner (1996) schließen jedoch aufgrund ihrer Strukturanalysen, dass die Kinematik der variszischen Deformationsphasen D₃-D₆ im Wesentlichen kompressiv, phasenweise auch transpressiv war. Hieraus leiten die Autoren ein tektonisches Modell ab, in dem die LPHT-Metamorphose im Moldanubikum von mäßiger Krustenstapelung, möglicherweise mit episodischen, duktilen Transformbewegungen begleitet war und nicht auf Extensionsprozesse zurückzuführen ist. Ähnliche Modelle mit Krustenstapelung und großräumigen Scherzonen vertreten Franke (1989) und Matte et al. (1990).

Die variszische tektonische Aktivität endet mit großen Transformbewegungen entlang NW-SE- und NNE-SSW-streichender Störungen. Innerhalb der Pfahlzone überprägen mylonitische Gefüge die Metamorphite und Granite bei unterer Amphibolit-Fazies (HT-Mylonite bei 500-600°C, Rundinger Scherzone und Bayerischer Pfahl-Scherzone) und unterer Grünschiefer-Fazies (LT-Mylonite bei < 350°C, "Perlgneise" und Bayerischer Pfahl-Scherzone) auf dem retrograden Pfad der regionalen LPHT-Metamorphose (Masch & Cetin, 1991).

2.2 Untersuchte Gesteine

Gegenstand der eigenen Untersuchungen sind leukokrate Gneise und untergeordnet Metabasite aus der Umgebung von Passau (PA), aus dem Hinteren Bayerischen Wald (HBW), aus dem südlichen Oberpfälzer Wald (SOW) und aus dem Künischen Gebirge (KG) (Abb. 1-2).

2.2.1 Leukokrate Gneise

Einige der in dieser Arbeit beprobten und untersuchten Vorkommen von leukokraten Gneisen erwähnt bereits Gumbel (1868: 335ff.) und fasst derartige Gesteine als "Granulite" zusammen.

Petrographisch lassen sich die leukokraten Gneise aufgrund ihrer Plagioklas/Kalifeldspat-Verhältnisse in zwei Gruppen einteilen:

Bei der Mehrzahl der untersuchten leukokraten Gneise überwiegt Kalifeldspat mehr oder weniger deutlich gegenüber Plagioklas; es handelt sich um Biotit-Plagioklas-Quarz-Kalifeldspat-Gneise, die aus Gründen der Übersichtlichkeit verkürzt als **Kalifeldspat-Gneise** bezeichnet werden. Eine Gruppe leukokrater Gneise mit dominierendem Plagioklas besteht aus Kalifeldspat-Biotit-Quarz-Plagioklas-Gneisen, die als **Plagioklas-Gneise** abgekürzt werden (Tab. 2-1).

Kalifeldspat-Gneise

Dieser Gesteinstyp wird in der regionalgeologischen Literatur häufig als "Granat-Metaaplit", "Leptynit" bzw. "leptynitischer Gneis" bezeichnet (Schreyer, 1967; Bauberger & Unger, 1984; Mielke, 1990; Ott & Rohrmüller, 1998). Der Gesteinsname "Leptynit" wird nach einem Vorschlag der IUGS *Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks* nicht für den weiteren Gebrauch empfohlen (Coutinho et al., 2002) und daher in dieser Arbeit nicht weiter verwendet.

Die petrographische Zusammensetzung der Kalifeldspat-Gneise ist variabel, abhängig von Metamorphosegrad und/oder Chemismus. Der Mineralbestand umfasst Kalifeldspat, Quarz, Plagioklas, Biotit, \pm Granat, \pm Sillimanit, \pm Muscovit; in wenigen Proben tritt Cordierit auf. Als Akzessorien können Zirkon, \pm Epidot-Minerale, \pm Monazit, \pm opake Minerale, \pm Apatit, \pm Titanit und selten grüner Spinell vorkommen. Die Feldspäte zeigen meist eine leichte, wolkige Se-

rization; Biotit ist häufig randlich chloritiert. Wenn Cordierit auftritt, ist er mehr oder weniger vollständig pinitisiert; nur selten sind nicht alterierte Domänen erhalten.

Die meisten Kalifeldspat-Gneise führen als Nebengemengteil oder akzessorisch Granat und/oder Sillimanit und dokumentieren hochgradig metamorphe Bedingungen. Granat kann in zwei verschiedenen Ausbildungen auftreten: Kalifeldspat-Gneise aus dem südlichen Oberpfälzer Wald und dem Hinteren Bayerischen Wald haben kräftig rosafarbene, einschlussarme bis –freie Granate, die randlich bzw. in Rissen oft Umwandlungserscheinungen mit Biotit, Sillimanit, Chlorit und/oder Muscovit zeigen. In der Umgebung von Passau weisen Kalifeldspat-Gneise blassrosa bis braunrosa gefärbte, rissige Granate mit Einschlüssen auf. Im Künischen Gebirge zeigen fehlender Granat und Sillimanit einen niedrigeren Metamorphosegrad an. Die Bildungsbedingungen lagen hier unterhalb der Sillimanit-Isograden (Blümel, 1972).

Kalifeldspat-Gneise treten überwiegend als längliche Körper auf, die in Paragneise in unterschiedlicher Ausbildung eingeschaltet sind. In der Umgebung von Passau, nördlich der Donau (inklusive Haibach) bilden sie längliche, mehrere Meter mächtige Einschaltungen in "schiefrige Perlgneise", die vereinzelt von Marmor, Kalksilikatfels, Amphibolit und Graphit-haltigen Paragneisen begleitet werden (Bauberger & Unger, 1984). Die einzelnen Vorkommen sind im Streichen über mehrere Kilometer aufgereiht. Südlich der Donau (PA) bilden monotone Paragneise in Form von "meta-tektischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Lagen-

	Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas	Biotit	Muscovit	Granat	Sillimanit	Cordierit	kf/pl
Kalifeldspat-Gneise	24-55	21-51	5-30	1-13	≤ 4	≤ 9	≤ 5	≤ 6	≥ 1
Plagioklas-Gneise	20-35	5-20	30-42	8-20	≤ 3	≤ 2	z.T. acc.	z.T. acc.	$< 0,5$

Tab. 2-1: Spektrum der modalen Zusammensetzungen der untersuchten leukokraten Gneise (Kalifeldspat- und Plagioklas-Gneise) (Schreyer, 1967; Bauberger, 1977; Bauberger & Unger, 1984; Troll et al., 1987; Ott, 1988; Mielke, 1990; ergänzt durch eigene Untersuchungen). Angaben in %; acc.: akzessorisch; kf/pl: Kalifeldspat/Plagioklas-Verhältnis.

gneisen" die Nebengesteine (Bauberger & Unger, 1984). Im Künischen Gebirge sind Kalifeldspat-Gneise als mehrere Dezimeter mächtige Lagen konkordant in Glimmerschiefer eingeschaltet und mit Metabasiten, Metapsammiten und Kalksilikatgesteinen vergesellschaftet. Im südlichen Oberpfälzer Wald treten Kalifeldspat-Gneise einerseits lagig, als mehrere Meter mächtige, längliche Körper, andererseits flächenhaft, mit Biotit-reicheren Zwischenlagen auf. Nebengesteine können hier "Biotit-reiche Lagengneise", Marmore, Kalksilikatfelse und Amphibolite sein (Mielke, 1990, 2002). In der Umgebung von Bodenmais (HBW), südwestlich der Rundinger Scherzone bilden Kalifeldspat-Gneise Körper mit mehreren Hundert Metern Durchmesser, die von monotonen Paragneisen ("perlige bis anatektische Cordierit-Sillimanit-Gneise", Ott & Rohrmüller, 1998) umgeben sind.

Kontakte von Kalifeldspat-Gneisen zum sedimentären Nebengestein sind in einem Vorkommen bei Lam (KG) aufgeschlossen. Der Geländebefund legt dort eine vulkanische Entstehung im Rahmen einer vulkano-sedimentären Abfolge nahe. Bei den übrigen untersuchten Vorkommen sind die Beziehungen zum Nebengestein nicht aufgeschlossen. Aus dem lagig-linsigen Auftreten der Kalifeldspat-Gneise und ihrer Vergesellschaftung mit Kalksilikatfelsen, Marmoren und/oder Amphiboliten leiten Bauberger & Unger (1984), Mielle (1990) und Mielle et al. (1996) eine vulkanogene Herkunft der Kalifeldspat-Gneise aus der Umgebung von Passau und dem südlichen Oberpfälzer Wald ab. Mit vergleichenden zirkonmorphologischen Untersuchungen weist Tondar (1991) den vulkanogenen Charakter von Kalifeldspat-Gneisen ("Leptyniten") aus Passau (nördlich der Donau, inklusive Haibach) nach. Bei Vorkommen südwestlich von Passau (südlich der Donau) und südwestlich der Rundinger Scherzone bei Bodenmais (HBW) fehlen begleitende Einschaltungen, die die Kalifeldspat-Gneise in einen sedimentären Zusammenhang stellen würden. Dort wird lediglich aufgrund regionaler Ver-

gleiche eine vulkanogene Herkunft postuliert (Bauberger & Unger, 1984; Ott & Rohrmüller, 1998). Einige Vorkommen, insbesondere bei Waldmünchen (SOW) und Bodenmais (HBW), sind nur durch Lesesteine nachgewiesen. Diese Vorkommen lassen sich nach dem derzeitigen Kenntnisstand nicht eindeutig einer intrusiven oder extrusiven Bildung zuordnen.

U-Pb-Datierungen an Kalifeldspat-Gneisen aus dem südlichen Oberpfälzer Wald (Waldmünchen) sowie aus dem Künischen Gebirge (Lam) ergaben Bildungsalter von ~475 Ma für deren vulkanische Eduktgesteine (Mielke et al., 1996).

Plagioklas-Gneise

Eine Gruppe von leukokraten Gneisen, die durch das Überwiegen von Plagioklas gegenüber Kalifeldspat gekennzeichnet ist, ist im Hinteren Bayerischen Wald (Bodenmais – Spiegelau – Freyung) verbreitet. Derartige Gneise werden in der regionalgeologischen Literatur als "Orthogneise" und "Flasergneise" bezeichnet (Bauberger, 1977; Ott, 1988; Ott & Rohrmüller, 1998).

Der Mineralbestand umfasst Plagioklas, Quarz, Biotit, Kalifeldspat, \pm Muscovit, \pm Granat. Akzessorien sind Zirkon, Apatit, Monazit und opake Minerale. Plagioklase sind zum Teil wolkig serizitisiert; Biotit ist nur selten chloritisiert. Bei Bodenmais führen Plagioklas-Gneise aufgrund des höheren Metamorphosegrades Granat; die kräftig rosafarbenen Granate sind einschlussfrei und nicht alteriert. Bei Spiegelau – Freyung kommen Muscovit-führende Plagioklas-Gneise vor, die nur akzessorisch Granat führen.

Die Plagioklas-Gneise sind nördlich der Pfahlzone (Bayerischer Pfahl-Scherzone und Rundinger Scherzone) im Hinteren Bayerischen Wald als langgestreckte, mehrere 100 Meter breite Züge in monotone Paragneise ("metatektische (Granat-)Cordierit-Sillimanit-Gneise"; Ott, 1988) mit gelegentlichen Kalksilikatfelslinsen eingeschaltet.

Für Granat-führende Plagioklas-Gneise aus der Umgebung von Bodenmais postulieren Troll et al. (1987) eine vulkanogene Herkunft. Im Ge-

biet Spiegelau – Freyung werden jedoch vereinzelt diskordante und feinkörnige Kontakte der Plagioklas-Gneise zu den umgebenden meta-tektonischen Cordierit-Sillimanit-Gneisen beschrieben, die eine intrusive Platznahme der Protolithen belegen (Bauberger, 1977; Ott, 1988).

Die Altersstellung der Plagioklas-Gneise ist völlig ungeklärt.

2.2.2 Metabasite

Metabasite, die mit leukokraten Gneisen assoziiert sind, wurden beprobt bei Passau, im südlichen Oberpfälzer Wald (Waldmünchen) und im Künischen Gebirge (Lam).

Bei Passau und im südlichen Oberpfälzer Wald existieren massige Amphibolite mit Hornblende, Plagioklas, Epidot, \pm Quarz, \pm Klinopyroxen, \pm Granat. Akzessorien sind Apatit, opake Minerale und Titanit. Lagenweise unterschiedliche Hornblende- und Plagioklas-Gehalte lassen die Amphibolite oft gebändert erscheinen. Amphibolite aus dem südlichen Oberpfälzer Wald enthalten Klinopyroxen, während Amphibolite bei Passau durch ihre Quarz- und Zirkonführung auffallen.

Die Metabasite aus dem Künischen Gebirge unterscheiden sich von den vorgenannten Metabasiten durch ihre deutliche Biotit-Führung und ihr ausgeprägteres Schieferungsgefüge. Derartige Metabasite treten als Biotit-führende Epidot-Chlorit-Amphibolite und als Biotit-führende Grünschiefer auf. Bestandteile sind Plagioklas, Amphibol, Epidot, Biotit, Chlorit sowie akzessorisch Titanit, Apatit, \pm Granat und selten Zirkon. Amphibole sind meist chloritisiert und epidotisiert.

Kontakte zu Nebengesteinen sind bei den beprobten Vorkommen nicht aufgeschlossen. Als Ausgangsgesteine der Metabasite werden basische Vulkanite und Tuffe angenommen (Bauberger & Unger, 1984; Mielke, 1990; Mielke et al., 1996).

Über die Protolith-Alter von Metabasiten aus dem Moldanubikum des Bayerischen und des Oberpfälzer Waldes liegen bislang kaum Infor-

mationen vor. Einen Hinweis auf unterordovizischen, basischen Magmatismus im südlichen Oberpfälzer Wald gibt eine Zirkon-Datierung (U-Pb SHRIMP) an einem Eklogitamphibolit aus dem Gebiet Oberviechtach – Winklarn mit 481 ± 8 Ma (Teipel et al., 2002). In diesem Gebiet kommen Eklogitamphibolite mit Übergängen zu Amphiboliten vor (Düsing, 1959). Die Amphibolite aus der Umgebung von Waldmünchen (SOW) stellen vermutlich vollständig zu Amphibolit retrogressierte Äquivalente von Eklogitamphiboliten aus dem Oberviechtacher Gebiet dar (freundl. mündl. Mitt. Dr. J. Rohrmüller, 2002). Es handelt sich bei derartigen Metabasiten vermutlich um tektonisch eingeschuppte Relikte (Rohrmüller et al., 1996).

3. Analytik

Die Grundlagen und Anwendungen isotopen-geochemischer und geochronologischer Methoden sind Gegenstand zahlreicher Lehrbücher. Umfassende Darstellungen finden sich insbesondere bei Faure & Powell (1972), Faure (1986), DePaolo (1988) und Dickin (1995).

3.1 Gesteinsaufbereitung und Mineralseparation

Nach der Zerkleinerung der 3 bis 10 kg schweren Gesteinsproben mit Backenbrecher und Walzenmühle wurden mit dem Rotationsprobenteiler Aliquote von 80-120 g für die geochemische und isotopengeochemische Analytik abgetrennt. Diese Aliquote wurden mit einer Achat-Kugelmühle analysenfein gemahlen.

Die Aufbereitung des restlichen Materials zur Herstellung von Mineralseparaten erfolgte mit konventionellen Mineralseparations-Techniken, einschließlich Sieben, Nassrütteltisch, Frantz-Magnetscheider und Schwereflüssigkeiten. Für die Herstellung der Zirkon- und Granatseparate wurde die Siebfraktion 63-250 μm verwendet.

Zirkonseparation

Zirkonkristalle wurden für die SHRIMP-Analysen nach den Kriterien Idiomorphie, Transparenz, Farbe und Fehlen von Einschlüssen unter dem Binokular handverlesen. Anschließend wurden die Zirkone nacheinander mit 3 N HCl im Ultraschallbad und mit 15% HNO₃ über Nacht bei 50°C von oberflächlichen Verschmutzungen gereinigt. Für die zirkontypologischen Untersuchungen mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM) wurde je Probe eine repräsentative Stichprobe aus etwa 100 zufällig ausgewählten Einzelkörnern auf einen REM-Träger aufgebracht.

Granatseparation

Die nach der Abtrennung mit dem Frantz-Magnetscheider erhaltenen 95%-Granatpräparate wurden nacheinander mit 3 N HCl im Ultraschallbad und mit 15% HNO₃ über Nacht bei

50°C gewaschen und von oberflächlichen Verunreinigungen befreit. Die Reinigung fand vor der Handauslese statt, um das Erkennen von Einschlüssen zu erleichtern. Im Anschluss an die Handauslese von transparenten, einschlussfreien Granaten unter dem Binokular wurden die reinen Granatpräparate erneut mit 3 N HCl und 15% HNO₃ gewaschen. Um unter dem Binokular nicht erkennbare Monaziteinschlüsse zu entfernen, wurden die Granatfraktionen im Achatmörser gemahlen und anschließend in 15% HNO₃ über Nacht bei 50°C gewaschen (*leached*).

3.2 U-Pb-Zirkon-Datierungen mit der SHRIMP

Die mit konventionellen Mineralseparations-Techniken gewonnenen und für die Datierung vorgesehenen, handverlesenen Zirkonkristalle wurden gemeinsam mit Bruchstücken des Zirkonstandards CZ3 (Pidgeon, 1997) in eine Epoxy-Harz-Scheibe (*mount*) mit 24 mm Durchmesser gegossen. Die Epoxy-Harz-Scheibe wurde auf etwa die Hälfte der Zirkondurchmesser heruntergeschliffen, poliert und mit Gold bedampft. Anschließend wurden die Zirkone mit dem Zeiss DSM 960A Rasterelektronenmikroskop (REM) einschließlich Kathodolumineszenz(KL)-Aufsatz am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, München untersucht und fotografiert. Die KL-Informationen über die Internstruktur dienen dazu, geeignete Zirkone für die Analyse auszuwählen, den Ionenstrahl der SHRIMP (*sensitive high resolution ion microprobe*) bei der Analyse gezielt setzen zu können sowie transgressiv rekristallisierte Bereiche, die typisch für ein gestörtes U-Pb-System sind, zu vermeiden.

Die Zirkonpräparate wurden mit dem Sekundärionenmassenspektrometer SHRIMP II (Ionen-sonde) an der Curtin University of Technology, Perth (Australien) analysiert. Aufbau und Funktionsweise der SHRIMP II sowie die Reduktion

der Daten werden detailliert dargestellt bei Kennedy & de Laeter (1994), Claoué-Long et al. (1995), Nelson (1997), Stern (1997) und Bodorkos et al. (2000).

Die Datenreduktion wurde mit dem Programm KRILL (entwickelt von Peter Kinny, Curtin University, Perth) durchgeführt. Die Korrektur für initiales Pb in den Zirkonen erfolgt während der Datenreduktion nach Compston et al. (1984). Bei der Datierung phanerozoischer Gesteine wird das $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnis zugrunde gelegt. Dieses Verhältnis ist bei SHRIMP-Analysen phanerozoischer Zirkone deutlich präziser zu messen als $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ und $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Die Berechnung von $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Altern basiert auf der Annahme, dass die Abweichung (*bias*) des gemessenen $^{206}\text{Pb}^+/^{238}\text{U}^+$ -Verhältnisses relativ zum wahren Wert sowohl für den Zirkonstandard CZ3 als auch für den Zirkon unbekanntes Alters durch die gleiche *power law*-Beziehung zwischen $^{206}\text{Pb}^+/^{238}\text{U}^+$ und UO^+/U^+ beschrieben wird (Claoué-Long et al., 1995). Im Fehler des $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alters des unbekanntes Zirkons ist die Messunsicherheit im $^{206}\text{Pb}^+/^{238}\text{U}^+$ -Verhältnis des Zirkonstandards enthalten. Aus diesem Grund wird während eines Messtages nach zwei bis drei Analysen unbekannter Zirkone eine Analyse des Zirkonstandards vorgenommen.

Die Reproduzierbarkeit der Pb/U-Verhältnisse im Zirkonstandard CZ3 lag während der Messungen zwischen 1,02% und 1,11%. Die U-, Th- und Pb-Konzentrationen der unbekanntes Zirkone werden in ähnlicher Weise berechnet wie die Pb/U-Verhältnisse, indem die bekannten U-, Th- und Pb-Gehalte des Zirkonstandards als Referenz dienen (Compston et al., 1984; Claoué-Long et al., 1995; Williams et al., 1996). Die Messunsicherheiten (1σ) bei den Konzentrationsbestimmungen liegen für U und Pb bei $\pm 5\%$ und für Th bei $\pm 3\%$ (Kennedy, 2000).

Die bei den einzelnen Analysen angegebenen Fehler (Tab. 4-1) beinhalten die Fehler der Zählstatistik (*counting statistics*) und der initialen Pb-Korrektur für ^{208}Pb bzw. ^{204}Pb sowie die Messunsicherheit der U-Pb-Kalibrierung, die auf der Reproduzierbarkeit der U-Pb-

Messungen des Zirkonstandards basiert. Die Fehler der Isotopenverhältnisse und der Alter der einzelnen Messpunkte werden mit 1σ angegeben. Mittlere Alter von zusammengefassten Analysen (*pooled analyses*) wurden mit dem Programm PLONK (Peter Zeitler, Australian National University, Canberra und David Nelson, Curtin University, Perth) berechnet. Die Messunsicherheiten der mittleren Alter werden im 95%-Vertrauensintervall mit $t\sigma$ angegeben, wobei t "Student's t " entspricht.

Als Maß für die geologische Signifikanz eines aus mehreren Einzelaltern berechneten mittleren Alters wird bei der Auswertung mit PLONK der reduzierte χ^2 -Wert angegeben. Beim χ^2 -Test wird die beobachtete Häufigkeitsverteilung mit der erwarteten Häufigkeitsverteilung verglichen. Wird χ^2 durch die Anzahl der Freiheitsgrade f dividiert, erhält man das reduzierte χ^2_{red} :

$$\chi^2_{red} = \frac{1}{f} \sum_{i=1}^N \left[\frac{y_i - \hat{y}}{\sqrt{\hat{\sigma}_e^2 + \sigma_i^2}} \right]^2$$

mit

$$\chi^2_{red} \text{ reduziertes } \chi^2; \chi^2_{red} = \frac{\chi^2}{f}$$

N Anzahl der Datenpunkte

f Anzahl der Freiheitsgrade;

$f = N - \text{Anzahl der Parameter}$

y_i Einzelmesswert i ; gemessenes U/Pb-Verhältnis

\hat{y} gewichteter Mittelwert der Messwerte

$\hat{\sigma}_e^2$ gewichteter erwarteter Fehler der Messwerte

σ_i^2 gemessener Fehler des Einzelmesswertes i

Das reduzierte χ^2_{red} wird in dieser Arbeit verkürzt als χ^2 bezeichnet. Ein mittleres Alter ist als geologisch signifikant zu bezeichnen, wenn χ^2 etwa 1 beträgt; in der Praxis wird $\chi^2 \leq 1,5$ als Grenzwert verwendet (freundl. mündl. Mitt. Dr. Allen Kennedy, 2002). In diesem Fall ist die Streuung der Datenpunkte ausschließlich auf analytische Fehler zurückzuführen. Bei $\chi^2 > 1,5$ ist davon auszugehen, dass die Streuung zusätzlich auf geologische Ursachen (z.B. sekundäre

Änderungen, Datierung mehrerer Ereignisse) zurückzuführen ist.

Die Berechnung von Schnittpunktaltern erfolgte mit ISOPLOT/EX 2.10 (Ludwig, 1999). Als Maß für die Signifikanz einer Regressionsgeraden dient die Streuung der einzelnen Datenpunkte um die Gerade, ausgedrückt als MSWD (*mean squares weighted deviates*). Konkordia-Schnittpunkt-Alter werden mit analytischen Fehlern im 95%-Vertrauensintervall angegeben. In den Fehlerangaben sind die Fehler der Zerfallskonstanten nicht enthalten. **Falls nicht anders erwähnt, sind alle Alterswerte als $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter angegeben**, da $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter bei SHRIMP-Analysen phanerozoischer Zirkone deutlich präziser sind als $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter. Für die Zerfallskonstanten werden die von der IUGS empfohlenen Werte verwendet (Steiger & Jäger, 1977):

$$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}^* \quad \lambda_{238} = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}^* \quad \lambda_{235} = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}^* \quad \lambda_{232} = 4,9475 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$$

Die Terminologie und Einteilung der stratigraphischen Epochen und Perioden in dieser Arbeit folgen den Empfehlungen von Gradstein & Ogg (1996) für das Phanerozoikum, Webby et al. (2001) für das Ordovizium und Remane et al. (2000) für das Präkambrium. Eine Zusammenstellung (Chronostratigraphische Tabellen) ist in Anhang 10.3 zu finden.

3.3 Geochemische Analysen

Die geochemischen Analysen der Proben wurden in zwei Labors durchgeführt; die Datensätze enthalten daher teilweise unterschiedliche Elemente (Anhang 10.2).

Ein Teil der Proben wurde mittels *fusion* ICP (Hauptelemente, Sc, Be) sowie ICPMS (Spuren- und Seltenerdelemente) bei ActLabs, Ancaster (Ontario, Kanada) analysiert. Die vollständige Auflösung schwer löslicher Phasen wird hierbei durch Schmelzen (*fusion*) mit LiBO_2 und anschließendem Säureaufschluss (Hall & Plant, 1992) weitgehend gewährleistet (ActLabs, 2002).

Die übrigen Proben wurden beim Bayerischen Geologischen Landesamt, Marktredwitz mittels RFA (Haupt- und Spurenelemente) und ICPMS (Seltenerdelemente, REE) analysiert. Die Bestimmung der REE-Gehalte mittels ICPMS erfolgt hier an wässrigen Lösungen analysenfein gemahlener und durch Säureaufschluss gelöster Gesteinsproben (Linhardt & Dittrich, 1999). Beim Säureaufschluss von Gesteinen mit saurem Chemismus und mit oft höheren Gehalten an schwer löslichen Mineralen (z.B. Zirkon) kann unter Umständen eine unvollständige Auflösung schwer löslicher Minerale auftreten, mit der Folge, dass zum Teil geringere Konzentrationen für REE gemessen werden, als bei ICPMS Analysen von Schmelztabletten (Hall & Plant, 1992; Linhardt & Dittrich, 1999).

Hall & Plant (1992) führen an, dass gemessene Konzentrationen, die im Bereich der Nachweisgrenzen liegen, kritisch zu betrachten sind; idealerweise sollten die Nachweisgrenzen eine Größenordnung unterhalb der zu erwartenden Konzentrationen liegen. Bei einigen in vorliegender Arbeit analysierten Proben sind die Elemente Ta, Tb und Ho kritisch zu sehen, da die gemessenen Konzentrationen überwiegend weniger als eine Größenordnung oberhalb der Nachweisgrenzen liegen. Weitere, potentiell problematische Elemente wie Nb, Hf, Y, Gd und Yb zeigen in den analysierten Proben in der Regel Gehalte deutlich oberhalb der Nachweisgrenzen.

3.4 Sm-Nd- und Rb-Sr-Analysen

Die chemische Aufbereitung der Proben für die Sm-Nd- und Rb-Sr-Analysen erfolgte in den Labors des Instituts für Mineralogie, Petrologie und Geochemie (IMPG) und des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie (IAAG), München mit den laborüblichen Standardverfahren.

Etwa 100 mg Probenpulver wurden in PTFE-Bomben eingewogen und mit einer definierten Menge ^{84}Sr - ^{149}Sm - ^{145}Nd -Kombispikes versetzt. Die vorab gespiketen Gesamtgesteins- und Granatproben wurden in einem ersten Schritt mit 15

N HNO₃ und 24 N HF im Verhältnis 1:5 aufgelöst und eingedampft. Der Aufschluss schwerlöslicher Minerale (z.B. Granat, Zirkon) wurde sichergestellt durch Erhitzen der Proben in PTFE-Bomben mit 24 N HF bei 180°C für 1 Woche. Nachdem das Pulver vollständig aufgelöst war, wurden die Proben eingedampft, in 6 N HCl aufgenommen und für einen weiteren Tag in PTFE-Bomben bei 180°C erhitzt. Nach dem Abrauchen wurden die Proben mit 2 N HCl erneut in Lösung gebracht. Bei den Gesamtgesteinsproben wurden 5-25% der homogenisierten Lösung zusammen mit einer definierten Menge ⁸⁷Rb-Spike in Teflongefäße eingewogen und getrennt behandelt. Anschließend wurden die Lösungen aller Proben vollständig eingedampft. Um unlösliche Rückstände (vor allem Graphit) zu entfernen, wurden die Proben vor der Säulentrennung in 1 N HCl aufgenommen und 20 Minuten zentrifugiert.

Rb, Sr sowie die REE wurden in Quarzglas-säulen mit dem Kationentauscherharz DOWEX AG 50W-X8 angereichert und abgetrennt. Für die Separation von Sm und Nd aus dem REE-Abgriff wurde HDEHP auf Teflonpulver als Ionenauschersubstanz verwendet. Die laborübliche Vorgehensweise ist detailliert beschrieben bei Weber (1998).

3.5 Massenspektrometrische Messungen

Die Isotopenverhältnisse von Sm, Nd und Sr wurden mit einem Thermionenmassenspektrometer mit variablem Multikollektor (5 Faraday-Auffänger) vom Typ FINNIGAN MAT 261 am IMPG, München gemessen. Die Sm- und Sr-Messungen erfolgten statisch, die Nd-Messungen dynamisch. Die Fraktionierungs-, Spike- und Elementkorrekturen wurden während der Messungen am MAT 261 intern berechnet. Zur Korrektur der Massenfraktionierung wurden die Sm-, Nd- und Sr-Isotopenverhältnisse normalisiert auf ¹⁵²Sm/¹⁴⁷Sm = 1,78308 (Wasserburg et al., 1981), ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219 (O'Nions et al., 1977) bzw. ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0,1194 (Nier, 1938). Die Messungen der Rb-Isotopenverhältnisse erfolg-

ten mit einem FINNIGAN THQ Quadrupol-Massenspektrometer am IAAG, München. Zur Korrektur der Massenfraktionierung wurden die Rb-Isotopenverhältnisse auf ungespikete Standardaufschlüsse (*Composition Run*), die bei jedem Magazin gemessen wurden, normalisiert.

Die Konzentrationen von Sm, Nd, Rb und Sr wurden mittels Isotopenverdünnungsanalyse bestimmt. Die analytischen Fehler (2σ) der Elementkonzentrationen betragen ±1% für Sm und Nd, ±2,5% für Rb sowie ±1,5% für Sr.

Analysen von Isotopenstandards über einen mehrjährigen Zeitraum ergaben für den Nd-Salz-Standard ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,512637±5 (2σ, n = 24) und für den NBS 987 SrCO₃-Standard ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,710256±13 (2σ, n = 15) (Meißner et al., 2002). Im Zeitraum der vorliegenden Untersuchungen wurde der Ames Nd-Standard mit ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,512142±12 (2σ, n = 6) gemessen. Ein Doppelaufschluss des G2-Gesteinsstandards ergab ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,512218±9 (2σ, n = 2) und ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,709767±11 (2σ, n = 2). Fremdeinträge (*total procedural blanks*) liegen üblicherweise bei < 50 pg für Sm, 95 pg für Nd, 0,45 ng für Rb und 0,9 ng für Sr. Basierend auf laufenden Analysen von Doppel- und Mehrfachaufschlüssen sowie von Gesteinsstandards werden laborübliche Reproduzierbarkeiten (2σ) von ±0,005% für ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ±0,5% für ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd, ±0,007% für ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr und ±2,5% für ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr angenommen (Meißner et al., 2002). Überstieg der Standardfehler des Mittelwertes einer Analyse (2σ_m) diese Reproduzierbarkeit, wurde für die Isochronenberechnung bei den Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteinsdatierungen der höhere Wert verwendet. Die Berechnung der Regressionslinien und Isochronen basiert auf der *least-squares* Methode nach York (1969), wie sie in ISOPLOT/EX 2.10 (Ludwig, 1999) implementiert ist. Die verwendeten Zerfallskonstanten (⁸⁷Rb: λ = 1,42·10⁻¹¹ a⁻¹ bzw. ¹⁴⁷Sm: λ = 6,54·10⁻¹² a⁻¹) entsprechen den Vorschlägen von Steiger & Jäger (1977) und Lugmair & Marti (1978). Bei Zitaten älterer Rb-Sr-Datierungen wurde das Alter ggf. mit der aktuellen Zerfallskonstanten neu berechnet.

4. SHRIMP-Datierungen an Zirkonen

Für die U-Pb-Datierungen wurden vier leukokrate Metamagmatite und ein Metabasit aus der Umgebung von Passau (PA) und aus dem Hinteren Bayerischen Wald (HBW) ausgewählt. Aufgrund der mikroskopisch und durch Kathodolumineszenz-Untersuchungen nachgewiesenen Existenz von Zirkonkernen und von komplexen Zirkonstrukturen wurden die Zirkone, kontrolliert durch Kathodolumineszenz(KL)-Aufnahmen, mit der Ionensonde SHRIMP II (Curtin University, Perth, Australien) datiert.

4.1 Zirkonmorphologie und -typologie

PA8-2 Leukokrater Metamagmatit (Passau, Hacklberg; Kartenblatt 7446 Passau)

Im Passauer Stadtteil Hacklberg ist in einem langgestreckten, etwa 20 m breit ausbeissenden Vorkommen ein Granat-führender Biotit-Kalifeldspat-Gneis mit rhyodacitischem Chemismus aufgeschlossen (R: 4607340, H: 5383200).

Die Zirkone dieses Granat-führenden Biotit-Kalifeldspat-Gneises sind größtenteils idiomorph; selten sind Wachstumsbehinderungen oder Korrosionserscheinungen zu finden (Abb. 4-1 a-c). Die Länge/Breite-Verhältnisse der zu meist kurzprismatischen Zirkone variieren zwischen 1,1 und 3,2. Die Zirkone sind farblos-klar bis blassrosa, teilweise schwach metamikt und haben keine oder nur wenige Einschlüsse. Charakteristisch für die Zirkontracht ist die dominierende, steile {211}-Pyramide; es kommen sowohl {100}-Prismen als auch {110}-Prismen vor, wobei erstere meist überwiegen. Die vorherrschenden Trachttypen nach der typologischen Klassifikation von Pupin (1980) sind S₁₇ und S₂₂; die Trachttypen sind jedoch variabel (Abb. 4-2). Für die Datierung wurden klare, farblose, einschlussfreie Zirkone ausgewählt.

PA11-1 Leukokrater Metamagmatit (Passau, Haibach; Kartenblatt 7446 Passau)

Südöstlich von Passau, zwischen Haibach und Unterfreinberg an der deutsch-österreichischen Grenze, stehen in einem ca. 700 m langen und bis zu 100 m breiten Vorkommen leukokrate Metamagmatite mit variablen Granat- und Biotit-Gehalten an. In der unmittelbaren Umgebung sind Paragneise, die stellenweise Graphit führen sowie geringmächtige Amphibolite zu finden. Für die Datierung wurde ein Biotit-führender Kalifeldspat-Gneis mit rhyolithischem Chemismus beprobt (R: 4611000, H: 5382000).

Die Zirkone dieses Biotit-führenden Kalifeldspat-Gneises bilden eine homogene Population mit idiomorphen, überwiegend farblos-klaren Individuen, bei denen das {100}-Prisma und die Trachttypen S₂₃ und S₂₄ deutlich dominieren (Abb. 4-2). Metamiktisierung und gelbliche Überzüge treten selten auf. Teilweise sind Biotit- und Fluideinschlüsse erkennbar. Die Zirkone sind kurz- bis langprismatisch mit Elongationen zwischen 1,4 und 4,1.

PA9-3 Metabasit (Passau, Haibach; Kartenblatt 7446 Passau)

Am Ortsausgang von Haibach bei Passau steht in der Nähe des Vorkommens PA11-1 (s.o.) ein Epidot-führender Amphibolit an (R: 4610380, H: 5382150), der geochemisch als Basalt zu klassifizieren ist.

Der Epidot-führende Amphibolit weist eine Population überwiegend rosafarbener, teils klarer, teils metamikter Zirkone auf; kleinere Individuen sind auch farblos-klar. Opake und fluide Einschlüsse sowie gelbliche Überzüge sind weitere, untergeordnet auftretende morphologische Erscheinungen. Es kommen sowohl idiomorphe als auch stark korrodierte Zirkone mit narbigen Oberflächen vor (Abb. 4-1 d-f). Der Habitus ist meist langprismatisch mit Elongationen von 1,3-3,5. Vorherrschende Trachttypen sind S₂₂ und S₂₃ mit ausgeprägten {100}-Pris-

men und {211}-Pyramiden (Abb. 4-2). Für die Datierung wurden idiomorphe, klare, überwiegend farblose Zirkone ausgewählt.

HBW31-2 Leukokrater Metamagmatit

(Bodenmais, Arbersee-Weg; Kartenblatt 6944

Bodenmais)

Östlich von Bodenmais sind im weiteren Umfeld der Sulfidlagerstätte Silberberg mehrere

langgestreckte, WNW-ESE-streichende Züge leukokrater Gneise mit rhyodacitischem und andesitischem Chemismus in Paragneise eingeschaltet (Troll et al., 1987). Aus einem 200 bis 800 m breit ausbeissenden Vorkommen wurde am Arbersee-Weg ein Granat-führender Biotit-Plagioklas-Gneis mit rhyodacitischem Chemismus beprobt (R: 4583350, H: 5437220).

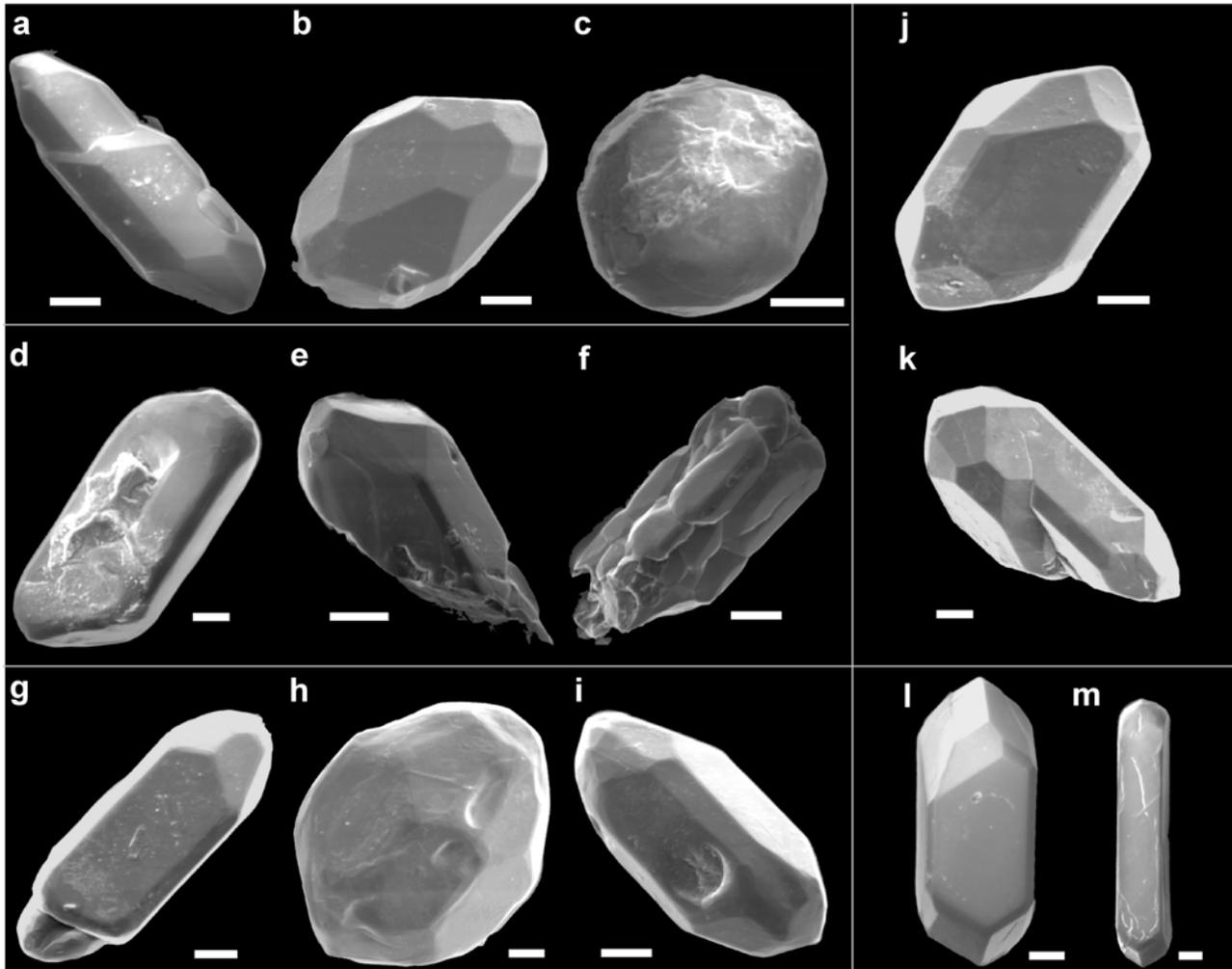


Abb. 4-1: REM-Aufnahmen von Zirkonen der datierten Proben. Die Längenmaßstäbe entsprechen 20 μm .

a-c: Leukokrater Metamagmatit PA8-2. Typisch sind idiomorphe Zirkone, zum Teil mit Wachstumsbehinderungen (**a**, Trachttyp S_{17}). Multifazettierte Zirkone (**b**), stark gerundete Zirkone sowie Korrosionserscheinungen in Form von narbigen Oberflächen (**c**) kommen untergeordnet vor.

d-f: Metabasit PA9-3. Die Zirkone sind überwiegend langprismatisch mit einem dominierenden Prisma (**d**). Idiomorphe Individuen können korrodiert sein (**e**, S_{23}). Selten zeigen langprismatische Zirkone skelettartiges Wachstum (**f**), wobei Relikte von Kristallflächen noch erkennbar sind; hier dominiert ebenfalls ein Prisma.

g-i: Leukokrater Metamagmatit HBW31-2. Typische Trachttypen sind S_2 , S_{12} und S_7 . Der Habitus ist sowohl langprismatisch (**g**), als auch kurzprismatisch (**h**). Wachstumsbehinderungen in Form von Eindrücken oder asymmetrischem Wachstum kommen häufig vor (**i**).

j, k: Leukokrater Metamagmatit PA11-1. Charakteristisch sind idiomorphe Zirkone mit gut ausgebildeten Flächen und Kanten (**j**, Trachttyp S_{24}). Aufnahme **k** zeigt einen asymmetrisch gewachsenen, idiomorphen Zirkon mit jeweils unterschiedlichen Trachttypen an den Spitzen (S_{22} und S_{23}).

l, m: Leukokrater Metamagmatit HBW1-1. Typische Trachttypen sind S_4 und S_3 (**l**). Langprismatisch-nadelige Individuen weisen oft gerundete Spitzen auf (**m**, Trachttyp L_4).

Die Zirkone dieses Granat-führenden Biotit-Plagioklas-Gneises bilden eine Population mit überwiegend idiomorphen, farblos-klaren, einschchlussfreien bis einschlussarmen Kristallen. Der Habitus ist sowohl kurz- als auch langprismatisch mit Elongationen zwischen 1,3 und 4,8. Rundliche Formen, leicht korrodierte Kristalle und Wachstumsbehinderungen sind selten (Abb. 4-1 g-i). Bei den Trachttypen überwiegen Formen mit ausgeprägter $\{211\}$ -Pyramide (S_{12} , S_{17} , S_2) (Abb. 4-2). Weitere, untergeordnet auftretende morphologische Erscheinungen sind Gelbfärbung und metamikte Pyramidenspitzen.

HBW1-1 Leukokrater Metamagmatit (Spiegelau, Steinklamm; Kartenblatt 7046 Spiegelau)

Im Raum Freyung – Spiegelau sind mehrere langgestreckte Züge mit leukokraten Metamagmatiten in monotone Paragneise eingeschaltet. Stellvertretend für diese Gruppe leukokrater Metamagmatite wurde in der Steinklamm etwa 1,5 km südlich von Spiegelau ein Biotit-Plagioklas-Gneis mit rhyodacitischem Chemismus aus einem etwa 60 m breiten, mehrere 100 m langen Vorkommen beprobt (R: 4600075, H: 5419430).

Die Zirkone dieses Biotit-Plagioklas-Gneises zeigen in ihren morphologischen Eigenschaften eine hohe Variabilität, ohne dass hieraus verschiedene Populationen abzuleiten sind. Die Zirkone sind kurz- bis langprismatisch, selten fast nadelig (Abb. 4-1 l, m). Die Länge/Breite-Verhältnisse variieren zwischen 2,0 und 5,0. Die Zirkone sind überwiegend rosafarben, zum Teil schwach metamikt und haben oft Einschlüsse und Verwachsungen mit Biotit. Zwischen schwach metamikten und klaren Zirkonen gibt es Übergänge. Schwach metamikte Varietäten können narbige Flächen zeigen, während klare Individuen idiomorph sind. Bei größeren, langprismatischen Kristallen überwiegt das $\{110\}$ -Prisma, während bei kleineren, kurzprismatischen Zirkonen meist zwei Prismen ausgebildet sind. Die vorherrschenden Trachttypen sind S_2 , S_3 und S_4 (Abb. 4-2). Für die Datierung wurden idiomorphe, kurz- und lang-

prismatische, einschchlussfreie Zirkone ausgewählt.

Die Zirkonpopulationen der fünf untersuchten Proben zeigen Unterschiede in der Zirkontypologie.

Die Grundlagen der Zirkontypologie sind bei Pupin & Turco (1972) und Pupin (1980) beschrieben und werden im Folgenden kurz zusammengefasst: Aus der äußeren Form von Zirkonkristallen werden verschiedene Trachttypen abgeleitet. Die statistische Verteilung der Trachttypen charakterisiert eine Zirkonpopulation. Die Einteilung der Trachttypen beruht auf der Ausbildung der Prismen (Index T) und der Pyramiden (Index A). Index T ist umso höher, je stärker das $\{100\}$ -Prisma über das $\{110\}$ -Prisma dominiert; das Vorherrschen der $\{101\}$ -Pyramide gegenüber der $\{211\}$ -Pyramide wird durch einen höheren Index A ausgedrückt. Aus den Indizes T und A lässt sich der zirkontypologische Schwerpunkt einer Zirkonpopulation berechnen (Pupin, 1980). Die zirkontypologische Auswertung dient dem Vergleich von Zirkonpopulationen.

Obwohl die Zirkonpopulationen aus der Umgebung von Passau sowohl aus basischen als auch aus sauren Metamagmatiten stammen, ähneln sich die Verteilungen der Trachttypen mit deutlich dominierendem $\{100\}$ -Prisma und vorherrschender $\{211\}$ -Pyramide (Abb. 4-2). PA9-3 (Metabasit) und PA11-1 (leukokrater Metamagmatit) zeigen eine geringe Variation in den Trachttypen. Bei beiden Zirkonpopulationen ist die äußere Kristallform geprägt durch sehr große Kerne und nur schmale Randsäume (Abb. 4-9 b, c). Probe PA9-3 (Metabasit) lieferte eine vergleichsweise geringe Anzahl typologisch auswertbarer Zirkonkristalle ($N = 12$); die typologische Auswertung mit einer geringen Zahl an Kristallen kann nach Pupin (1985) bei relativ homogenen Populationen dennoch repräsentativ sein. Probe PA8-2 weist dagegen eine größere Streuung der Trachttypen auf; gleichzeitig zeigen diese Zirkone deutlich ausgeprägte Randsäume und volumenmäßig oft kleinere Kerne (Abb. 4-9 a). Die Länge/Breite-Verhält-

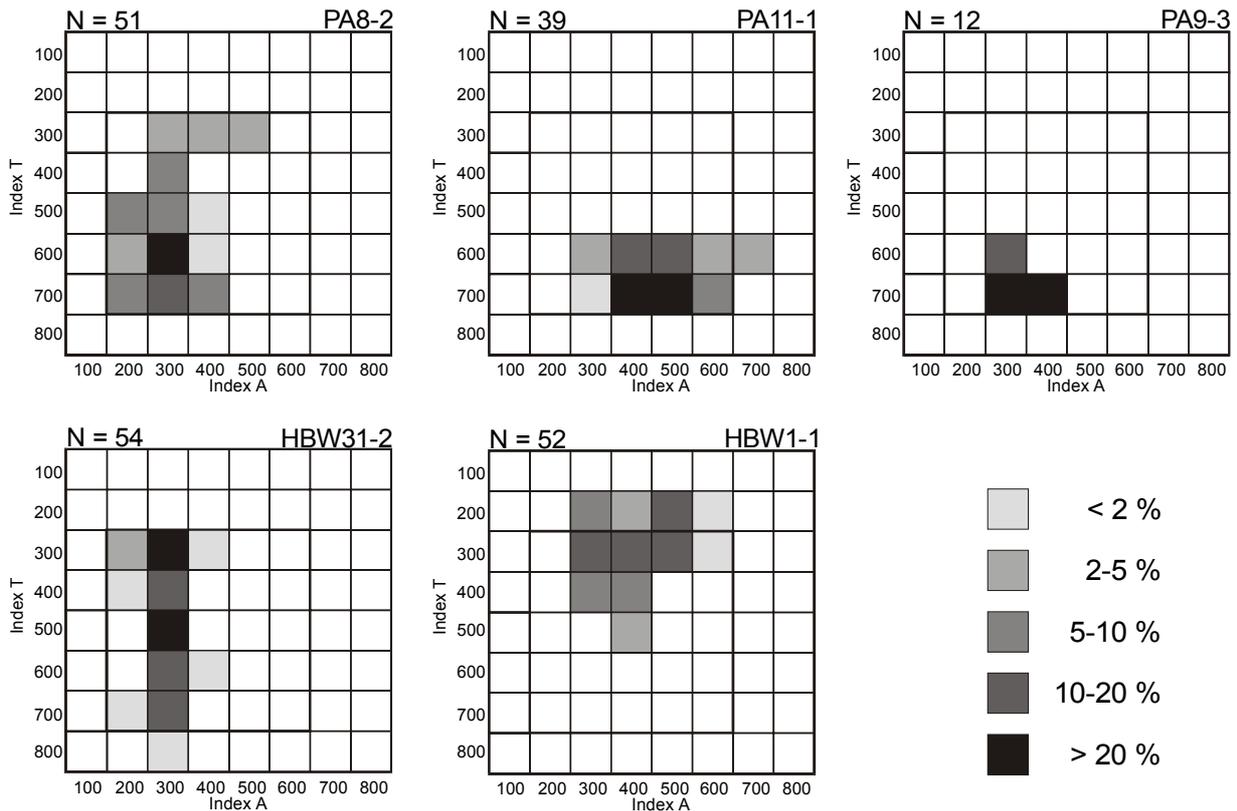


Abb. 4-2: Zirkontypologische Diagramme (nach Pupin, 1980) mit der Verteilung der Zirkon-Trachttypen der datierten Gesteinsproben. Die Anzahl N der jeweils ausgewerteten Zirkonkörner ist angegeben. Erläuterungen im Text.

nisse der Zirkonpopulationen variieren zwischen 1,1 und 4,1 mit Mittelwerten von 2,2-2,4 und sind insgesamt niedriger als bei den nachfolgend beschriebenen Populationen aus dem Hinteren Bayerischen Wald.

Die Zirkonpopulationen aus leukokraten Metamagmatiten des Hinteren Bayerischen Waldes sind gekennzeichnet durch eine größere Variabilität der Trachttypen (Abb. 4-2). Diesen Zirkonpopulationen ist das Vorherrschen der steilen {211}-Pyramide über die flache {101}-Py-

ramide gemeinsam; sowohl das {110}- als auch das {100}-Prisma können dominieren. Die Zirkonpopulation HBW1-1 unterscheidet sich von HBW31-2 durch ein deutlich dominierendes {110}-Prisma. Die Zirkontrachten der Probe HBW31-2 beschränken sich auf Typen mit deutlich vorherrschender {211}-Pyramide. Die Länge/Breite-Verhältnisse der beiden Populationen streuen zwischen 1,3 und 5,0 mit Mittelwerten von 2,6 und 3,3.

In der Darstellung der zirkontypologischen

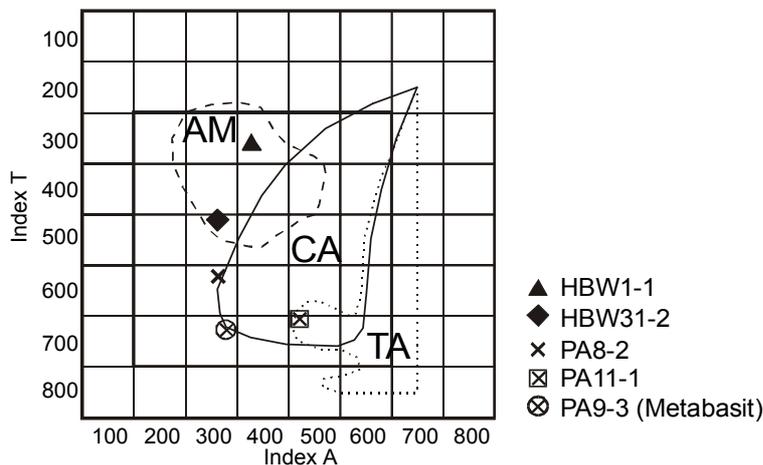


Abb. 4-3: Zirkontypologische Schwerpunkte (berechnet nach Pupin, 1980) von leukokraten Metamagmatiten und von einem Metabasit aus dem Bayerischen Wald. Zum Vergleich sind Felder für charakteristische Schwerpunkte von anatektischen Graniten und Migmatiten (AM, gestrichelt), von kalkalkalischen Graniten und Migmatiten (CA, durchgezogen) sowie von tholeiitischen und alkalischen Graniten (TA, gepunktet) dargestellt (vereinfacht nach Pupin, 1994). Erläuterungen im Text.

Schwerpunkte (Abb. 4-3) belegen die untersuchten leukokraten Metamagmatite aus dem Hinteren Bayerischen Wald (HBW1-1, HBW31-2) das AM-Feld für anatektische Granite und Migmatite (nach Pupin, 1994), während die Proben aus der Umgebung von Passau (PA8-2, PA11-1, PA9-3) im unteren Teil des CA-Feldes für kalkalkalische Granite bzw. in dessen Randbereich liegen. Nach Pupin (1980) ist der untere Teil des CA-Feldes eher charakteristisch für kalkalkalische Rhyolithe; dieses zirkontypologische Indiz unterstützt die Vermutung einer vulkanogenen Herkunft der leukokraten Metamagmatite aus der Umgebung Passaus aufgrund zirkonmorphologischer Untersuchungen (Tondar, 1991).

Die Unterschiede in der Zirkontypologie sind ein Hinweis darauf, dass die Metamagmatite aus dem Hinteren Bayerischen Wald und aus Passau nicht kogenetisch sind.

4.2 Internstrukturen von Zirkonen

Bei der Datierung von Zirkon mit der Ionenprobe ist die Kenntnis der internen Struktur des Zirkons von größter Bedeutung für die Bewertung der Analysepunkte, um die Signifikanz der einzelnen Messwerte beurteilen zu können.

Die Interpretation von internen Zirkonstrukturen wurde insbesondere durch Kathodolumineszenz-Untersuchungen von Vavra (1990), Hanchar & Rudnick (1995) und Vavra et al. (1996) weiterentwickelt. Die Intensität der Kathodolumineszenz (KL) ist abhängig vom Gehalt an U und anderen Spurenelementen (vorwiegend REE, Y, P) im Zirkon. Hohe KL ("hellgrau" bis "weiß") ist die Folge niedriger Gehalte an U und Spurenelementen; hohe U- und Spurenelementgehalte bewirken eine Verringerung bis Unterdrückung der KL ("dunkelgrau" bis "schwarz") (Sommerauer, 1974). Domänen mit hoher KL sind charakteristisch für sekundäre Prozesse (Ausheilung, Rekristallisation); sie repräsentieren die stabilere Zirkonphase (Pidgeon et al., 1998). Demgegenüber können Spurenelement-reiche Domänen mit niedriger KL anfälliger für Metamiktisierung

und Pb-Verlust sein (Köppel & Sommerauer, 1974; Pidgeon et al., 1998).

Bei der Beschreibung der internen Morphologie werden folgende Begriffe verwendet:

Allgemein wird der ältere, zentrale Bereich eines Zirkons als **Kern** bezeichnet, sofern er von einem jüngeren **Randsaum** umgeben ist. Häufig zeigen Kerne diskordante Kontakte (Rundung, transgressive Grenzen) zum Randsaum. Bei Kernen, die älter sind als die Randsäume, spricht man von **ererbten Kernen**. Als Spezialfall eines Randsaumes ist der metamorph gewachsene **Anwachssaum** anzusehen. Als **Innenzone** und **Außenzone** werden Bereiche im Zirkon oder in Teilen eines Zirkons bezeichnet, die aufgrund konkordanter, idiomorpher Kontakte vermutlich einer Wachstumsphase zugeordnet werden können und mehr oder weniger gleich alt sind. So kann ein Zirkon z.B. einen (ererbten) Kern mit Innen- und Außenzone sowie einen Randsaum aufweisen.

Nachstehend werden die wichtigsten Internstrukturen von Zirkonen vorgestellt. Interne Zirkonstrukturen können unterteilt werden in primäre Strukturen, die während der Kristallisation entstehen, und sekundäre Strukturen, die sich nach der Kristallisation bilden (Pidgeon et al., 1998).

Primäre Internstrukturen von Zirkonen

Primäre Internstrukturen bilden sich bei Zirkon-Neuwachstum (Kristallisation) und können sowohl magmatischen als auch metamorphen Ursprungs sein; bei den unterschiedlichen Bildungsbedingungen entstehen zum Teil charakteristische Internstrukturen.

Ein verbreitetes Merkmal der internen Morphologie von Zirkonen ist die planare Wachstumsbänderung oder oszillierende Zonierung. Domänen mit oszillierender Zonierung zeigen in der Regel geringe bis mittlere KL und eine engständige, planare Bänderung (Abb. 4-4 a). Die oszillierende Zonierung ist Ausdruck unterschiedlicher Gehalte an U, Th und anderen Spurenelementen in den Zonen und wird im Allgemeinen auf ein magmatisches

oder anatektisches Zirkonwachstum zurückgeführt (Pidgeon, 1992).

Modelle für die Entstehung der oszillierenden Zonierung beruhen auf Selbstorganisationsmechanismen, bei denen das zyklische Wechselspiel zwischen Zirkonwachstumsgeschwindigkeit und unterschiedlichen Diffusionsraten von Zr, P und anderen Spurenelementen in unmittelbarer Nähe eines in einem kristallisierenden Magma wachsenden Zirkons den Einbau von Spurenelementen kontrolliert (Mattinson et al., 1996; Hoskin, 2000; Fowler et al., 2002). Der dominierende Mechanismus beim Einbau von Spurenelementen in das Zirkongitter ist die gekoppelte "Xenotim"-Substitution, bei der der Ersatz von Zr^{4+} durch Y^{3+} (und andere REE) in der Oktaederposition verbunden ist mit dem Ersatz von Si^{4+} durch P^{5+} in der Tetraederposition (Pidgeon et al., 1998; Hoskin, 2000). Fowler et al. (2002) beschreiben ein periodisch erzwungenes, nicht-lineares System und unterscheiden zwischen einer feinen oszillierenden Zonierung, die das Ergebnis eines lokalen, nicht-linearen Rückkoppelungsprozesses ist, und breiteren Zonen mit harmonischen Komponenten, die großräumige Änderungen im System anzeigen, aus dem der Zirkon kristallisierte (z.B. Zufuhr von neuem Material).

Im Allgemeinen werden Th/U-Verhältnisse $\geq 0,3$ (Vavra et al., 1999; Rubatto et al., 2001) bzw. $\geq 0,4$ (Schaltegger et al., 1999) als Hinweis auf eine magmatische oder anatektische Bildung von Zirkon in felsischen Magmen angesehen. Heaman et al. (1990) geben für Zirkone aus felsischen Magmatiten Th/U-Verhältnisse von 0,3-1,2 und Gehalte von 30-600 ppm Th, 50-680 ppm U und 4-450 ppm Pb an. Die in vorliegender Arbeit an oszillierend zonierten Zirkonen ermittelten Th/U-Verhältnisse sowie die Th-, U- und Pb-Gehalte (Th/U 0,47-0,95, 43-289 ppm Th, 93-437 ppm U und 8-38 ppm Pb) liegen innerhalb der von Heaman et al. (1990) angegebenen Werte und werden deshalb als Referenzwerte für unveränderte, magmatisch gebildete Zirkone verwendet. Für Zirkone aus mafischen Magmatiten sind höhere Th/U-

Verhältnisse $> 1,0$ sowie höhere Th- U- und Pb-Gehalte typisch (Heaman et al., 1990).

Oszillierend zonierte Zirkone zeigen teilweise unzonierte, strukturlose Innenzonen mit geringer bis mittlerer KL; die oszillierende Zonierung ist bei derartigen Zirkonen auf die Außenzonen beschränkt. (Abb. 4-4 d, f). Beide Zonen stehen in konkordantem Kontakt, d.h. die idiomorphe Form der Innenzone setzt sich in der idiomorphen, oszillierenden Zonierung der Außenzone fort. Das Fehlen von Resorptions- und/oder Rundungserscheinungen spricht gegen einen rekristallisierten, ererbten Kern als Ursache der strukturlosen Innenzone. Die Strukturen deuten auf ein kontinuierliches Wachstum beider Zonen vermutlich während der gleichen magmatischen Wachstumsphase hin (Bodorkos et al., 2000).

Unzonierte, strukturlose Zirkonzonen können ein Hinweis darauf sein, dass diese Domänen mehr oder weniger unter Gleichgewichtsbedingungen aus der Schmelze kristallisierten (Fowler et al., 2002).

Möglicherweise wird in der Frühphase der Kristallisation am Zirkon-Schmelze-Kontakt keine zyklische Verarmung an Spurenelementen, deren Verteilung verantwortlich für die oszillierende Zonierung ist, aufgebaut. Ursache hierfür könnte sein, dass der Schmelztransport in unmittelbarer Umgebung des Zirkons aufgrund höherer Temperaturen schneller erfolgt und/oder eine geringere Polymerisation der Schmelze die Diffusion von Spurenelementen erleichtert. Bei Änderungen der Bedingungen im Verlauf der Kristallisation (z.B. Temperaturabnahme) würde dann die zyklische Verarmung an Spurenelementen ermöglicht und zur Ausbildung oszillierend zonierter Außenzonen führen.

Ein weiterer Einflussfaktor auf die Ausbildung planarer Kristallflächen ist die Zr-Übersättigung der Schmelze (Vavra et al., 1996). Peralumino-se, saure Magmen haben bei magmatischen Bildungsbedingungen nur eine geringe Zr-Löslichkeit (Watson & Harris, 1983), so dass die Schmelze stark Zr-übersättigt werden kann. Hohe Zr-Übersättigung ist aufgrund der

schnelleren Zirkonwachstumsgeschwindigkeit ungünstig für die Ausbildung planarer Kristallflächen (Vavra et al., 1996). Der konforme Übergang von strukturloser Innenzone zu oszillierend zonierter Außenzone wäre demnach Folge eines Wechsels in der Wachstumsgeschwindigkeit (infolge abnehmender Zr-Übersättigung) und/oder der Schmelzzusammensetzung.

Unzonierte, strukturlose Innenzonen sind bisher nur vereinzelt beschrieben worden. Bodorkos et al. (2000) geben für derartige Domänen auf der Grundlage weniger Messungen Th/U-Verhältnisse von 0,5-0,6 an; diese Werte liegen im Bereich magmatischer Werte.

Demzufolge sind oszillierend zonierte Zirkone und strukturlose Innenzonen primäre Internstrukturen des magmatischen Zirkonwachstums an denen sich magmatische Bildungsalter bestimmen lassen.

Metamorph entstandener Zirkon kann sowohl durch primäre Kristallisations- als auch durch sekundäre Rekristallisationsprozesse gebildet werden. Internstrukturen des metamorphen Zirkon-Neuwachstums (Kristallisation) werden im Folgenden dargestellt. Die Beschreibung sekundärer Internstrukturen (metamorphe Rekristallisation) erfolgt im nächsten Abschnitt.

Die metamorphe Kristallisation von Zirkon kann unter eklogitfaziellen (Rubatto et al., 1999) sowie granulitfaziellen und anatektischen (Vavra et al., 1996, 1999; Schaltegger et al., 1999; Rubatto et al., 2001; Rubatto, 2002) Bedingungen erfolgen. Als Bildungsmechanismen werden die Kristallisation aus metamorphen Fluiden (Williams et al., 1996; Rubatto et al., 1999), die Kristallisation aus anatektischen (Teil-)Schmelzen (Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999) und Neuwachstum durch Ostwald-Reifung (*Ostwald ripening*) (Vavra et al., 1999; Nemchin et al., 2001) diskutiert. Ostwald-Reifung ist ein Mechanismus, der während der prograden Metamorphose durch Umverteilung von Zr zu einer Vergrößerung großer Zirkone auf Kosten kleiner Zirkone führt (Vavra et al., 1999). Angetrieben wird diese

Umverteilung durch das Bestreben, die freie Energie der Kristallflächen zu reduzieren (Nemchin et al., 2001). Dieser Prozess wird im Zusammenhang mit hochmetamorphen bis anatektischen Bildungsbedingungen gesehen.

Bei granulitfaziellen bis anatektischen Bedingungen bilden sich in Abhängigkeit von Schmelzvolumen, H₂O-Gehalt und Spurenelement- sowie Zr-Verfügbarkeit unterschiedliche Zirkonwachstumstypen aus: Radiale Sektorzonierung, *fir-tree* Sektorzonierung, oszillierende Zonierung und Resorptionsflächen (Abb. 4-4 h) sind typische Internstrukturen für Zirkon, der aus anatektischer Schmelze kristallisiert (Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999).

Zirkon-Neuwachstum aus metamorphen Fluiden wird für die Bildung unzonierte Anwachsäume mit schwacher oder fehlender KL (nicht-lumineszierende Domänen) vermutet (Williams et al., 1996; Rubatto et al., 1999). Charakteristisch für derartige schwach bis nicht lumineszierende Anwachsäume sind hohe U-Gehalte von meist 1000-8000 ppm U; der U-Gewinn wird auf U-reiche, metamorphe Fluide zurückgeführt (Rubatto et al., 1999). Die Kristallisation aus metamorphen Fluiden kann auf dem prograden Abschnitt vor dem eklogitfaziellen Metamorphose-Höhepunkt (Rubatto et al., 1999) oder spätmetamorph nach dem granulitfaziellen Höhepunkt stattfinden (Williams et al., 1996).

Im Allgemeinen werden niedrige Th/U-Gehalte < 0,1 als charakteristisch für metamorph gebildete Zirkone angesehen (Schaltegger et al., 1999; Rubatto et al., 2001); in den meisten Fällen sind die Werte sogar $\leq 0,05$ (Vavra et al., 1996; Williams et al., 1996; Rubatto, 2002). Die Verarmung an Th in den Zirkonanwachssäumen während der Metamorphose wird auf die gleichzeitige Bildung Th-haltiger Minerale (z.B. Monazit) zurückgeführt (Schaltegger et al., 1999; Williams, 2001). Vavra et al. (1999) vermuten, dass niedrige Th/U-Verhältnisse < 0,1 möglicherweise eher den Th- und U-Verteilungskoeffizienten unter Gleichgewichtsbedingungen entsprechen, da Th im Zirkon inkompatibler als U ist.

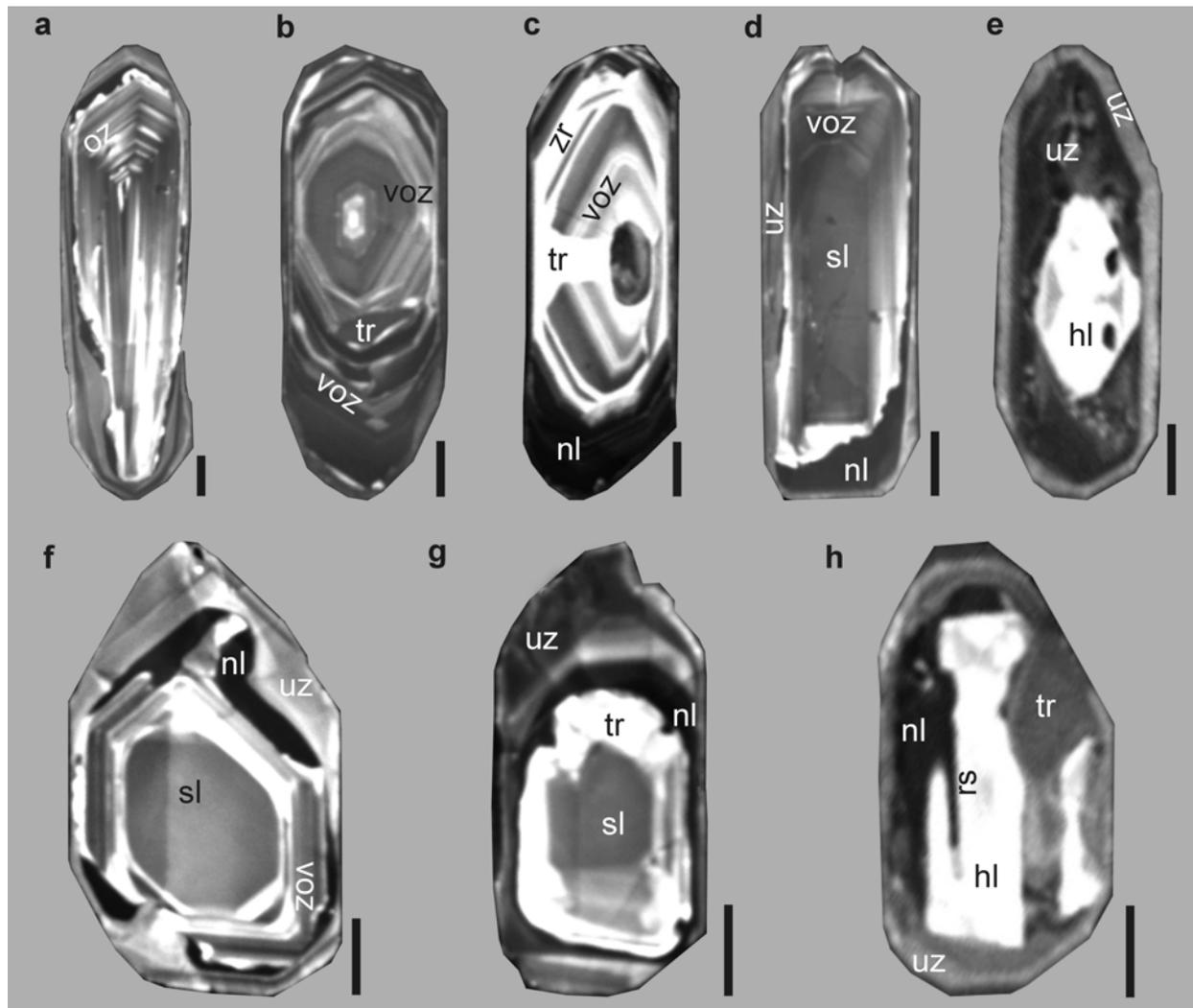


Abb. 4-4: KL-Aufnahmen von typischen Internstrukturen der untersuchten Zirkone. Die Längenmaßstäbe entsprechen 25 μm .

Folgende Abkürzungen werden in den Abbildungen zur Beschreibung der Internstrukturen verwendet: oz – oszillierende Zonierung; voz – verblasste, oszillierende Zonierung; sl – strukturlose Innenzone; uz – unzonierter Anwachsraum; hl – Zone mit hoher Kathodolumineszenz (KL); nl – nicht-lumineszierende Domäne; tr – transgressive Rekristallisation; zr – zonengebundene Rekristallisation; rs – resorbierte Fläche.

a: In der oberen Zirkonhälfte ist eine engständige, oszillierende Zonierung (oz) erhalten (PA11-1, Korn 6).

b: Die oszillierende Zonierung ist unterschiedlich stark verblasst und zeigt unscharfe Zonengrenzen (voz). Ausgehend von einem nicht-lumineszierenden Zwischensaum ist die Innenzone transgressiv rekristallisiert (tr) (HBW31-2, Korn 1).

c: Die verblasste oszillierende Zonierung ist vom Rand ausgehend transgressiv rekristallisiert (tr) und zeigt hohe KL. Die Rekristallisation mit hoher KL tritt außerdem zonengebunden auf (zr) (HBW31-2, Korn 7).

d, f: Oszillierend zonierte Zirkone sind in ihrem Zentrum häufig strukturlos (sl) und homogen mit mittlerer bis niedriger KL. Kerne können durch diskontinuierliche, nicht-lumineszierende Zwischensäume (nl) resorbiert werden. In Aufnahme **d** wird der Kern ausgehend von einem nicht-lumineszierenden Zwischensaum (nl) transgressiv mit hoher KL rekristallisiert. Den äußeren Rand bilden unzonierter Anwachsraum (uz), die metamorphes Neuwachstum repräsentieren (PA11-1, **d**: Korn 13, **f**: Korn 7).

e: Ein vollständig rekristallisierter (hl), idiomorpher Zirkonkern ist umgeben von zwei unzonierten Anwachsraumen (uz). Der innere Anwachsraum ist heterogen, vermutlich mit Einschlüssen; der äußere Saum mit mittlerer KL ist homogen (PA8-2, Korn 6).

g: Vom magmatischen Kern ist nur noch die strukturlose Innenzone (sl) erhalten; die oszillierende Zonierung ist fast vollständig transgressiv rekristallisiert (tr) (PA11-1, Korn 14).

h: Der vollständig rekristallisierte Kern (hl) ist stark resorbiert (rs); eine vom Rand ausgehende, rekristallisierte Domäne mit niedriger KL (tr) schneidet sowohl den Kern als auch den unzonierten Anwachsraum (uz) (PA8-2, Korn 10).

Sektorzonierung und unzonierte Anwachssäume können als primäre Internstrukturen des metamorphen Zirkonwachstums angesehen werden und signifikante Alter für metamorphe Ereignisse liefern. Die Zuordnung von metamorphen Bildungsbedingungen aufgrund der internen Morphologie ist jedoch nicht immer möglich. Oszillierende Zonierung kann sowohl magmatischen (s.o.) als auch anatektischen Ursprungs sein; bei anatektischen Bedingungen tritt sie jedoch häufig mit Resorptionsflächen und/oder Sektorzonierung auf (Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999).

Sekundäre Internstrukturen von Zirkonen

Als sekundäre Strukturen werden nachstehend morphologische Erscheinungen zusammengefasst, die sich nicht einem magmatischen oder metamorphen Neuwachstum (Kristallisation) zuordnen lassen.

Bei der Bildung von Sekundärstrukturen wird unterschieden zwischen Ausheilungsprozessen (*annealing*), die im festen Zustand in einem geschlossenen System ablaufen, und Rekristallisation, die in der Regel ein offenes System mit Reaktionen zwischen Zirkon und Fluiden darstellt (Pidgeon, 1992; Pidgeon et al., 1998; Schaltegger et al., 1999). Hierunter fällt auch die Rekristallisation von präexistentem Zirkon durch metamorphe Fluide unter amphibolit- bzw. eklogitfaziellen Bedingungen (Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999; Rubatto, 2002).

Ausheilungsstrukturen

Häufige Erscheinungen in Zirkonen mit oszillierender Zonierung sind graduelles Verschwimmen oder Verblässen (*fading*; Pidgeon, 1992; Schaltegger et al., 1999) der oszillierenden Bänderung sowie eine Vergrößerung der Zonierung, die eine weitständige oszillierende Zonierung mit teilweise erhöhter KL zur Folge haben kann (Vavra et al., 1996) (Abb. 4-4 b, c, d, f).

Pidgeon (1992) führt das graduelle Verblässen auf Ausheilungsprozesse strahlungsgeschädigter Zirkondomänen zurück. Ausheilungsprozesse werden vermutlich durch differentielle

Kristallgitter-Verformung zwischen U-reichen und U-armen Wachstumszonen induziert (Schaltegger et al., 1999). Der Zirkon stellt während der Ausheilung ein geschlossenes System dar (Pidgeon et al., 1998; Schaltegger et al., 1999). Die Ausheilung von oszillierend zonierten Zirkonen ist eine Reorganisation ursprünglich magmatischer Zirkone im festen Zustand, die unterschiedlich intensiv verläuft (Pidgeon, 1992). Sie kann mit Veränderungen der U- und Th-Gehalte verbunden sein. Typische Th/U-Verhältnisse von Zirkon mit verblasster, oszillierender Zonierung liegen zwischen magmatischen und metamorphen Werten (0,1-0,4), was als teilweise Erhaltung der ursprünglichen, magmatischen Verhältnisse angesehen wird (Schaltegger et al., 1999; Rubatto & Gebauer, 2000).

Verblasste magmatische Strukturen können einerseits Ausdruck eines vollständigen bis teilweisen Zurücksetzens des U-Pb-Systems durch ein thermisches (z.B. amphibolit- oder eklogitfazielles) Ereignis sein und damit metamorphe Alter liefern (Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999; Rubatto, 2002). Andererseits kann verblasste oszillierende Zonierung auf Ausheilungsprozesse während und/oder unmittelbar nach der Zirkon-Kristallisation im abkühlenden Magma (Pidgeon et al., 1998) bzw. auf Rekristallisation durch spätmagmatische Restschmelzen (Nemchin & Pidgeon, 1997) zurückgeführt werden. Bei schneller Abkühlung ist der zeitliche Unterschied zwischen magmatischer Kristallisation und spätmagmatischer Ausheilung bzw. Rekristallisation analytisch unter Umständen nicht auflösbar; an solchen Domänen ermittelte Alter lassen sich demnach als magmatische Kristallisationsalter interpretieren, die in Einzelfällen leicht verjüngt sein können (Pidgeon et al., 1998; Eichhorn et al., 2001).

Kühlt ein granitisches Magma bei hohen Temperaturen langsam ab, kann die Ausheilung von instabilem, oszillierend zonierte Zirkon zu stabilem, unzonierte Zirkon zur gemeinsamen Ausbildung einer U-armen Zone mit extrem hoher KL und einer U-reichen, schwach bis

nicht-lumineszierenden Zone führen (Pidgeon et al., 1998) (Abb. 4-4 c). Dabei stellt der Zirkon vermutlich ein geschlossenes System dar, in dem sich U, Th und andere Spurenelemente, die bei der Ausheilung ausgestoßen werden, mittels Defekt-Diffusion in einer Spurenelement-reichen Zone ansammeln. Die in diesem Modell dargestellte, gemeinsame Bildung von nicht-lumineszierenden und hoch-lumineszierenden Zonen kann ebenfalls während und/oder direkt nach der Kristallisation in einem abkühlenden Magma erfolgen (Nemchin & Pidgeon, 1997; Pidgeon et al., 1998). Bei langsamer Abkühlung kann sich an solchen Zirkonen demnach das Alter der magmatischen Kristallisation und der spätmagmatischen Ausheilung bestimmen lassen (Nemchin & Pidgeon, 1997); häufig ist der zeitliche Unterschied jedoch analytisch nicht auflösbar und es handelt sich um Mischalter, die als Minimalalter für die magmatische Kristallisation anzusehen sind (Pidgeon et al., 1998).

Rekristallisationserscheinungen

Sekundäre Rekristallisationserscheinungen zeichnen sich durch ihre weitgehende Homogenität aus. Rekristallisierte Domänen können vollständig unterdrückte, geringe oder extrem hohe KL aufweisen (Abb. 4-4 b, c, d, g, h). Die Grenzen rekristallisierter Bereiche sind gerade oder buchtig.

Es lassen sich zonengebundene Rekristallisation und transgressive Rekristallisation unterscheiden (Vavra et al., 1999). Zonengebundene Rekristallisation ist konkordant und folgt prä-existenten, planaren Bänderungen oder internen, idiomorphen Flächen. Transgressive Rekristallisation erfolgt demgegenüber diskordant und meist vom Kristallrand, von Rissen oder resorbierten Kristallflächen ausgehend (Pidgeon, 1992; Vavra et al., 1999).

Rekristallisation ist häufig die Folge von Reaktionen zwischen Zirkon und externen Fluiden unter hydrothermalen und/oder metamorphen Bedingungen, wobei fortschreitende Reaktionsfronten häufig buchtige Grenzen zur Folge haben (Pidgeon, 1992; Pidgeon et al., 1998;

Schaltegger et al., 1999; Vavra et al., 1999). Für rekristallisierte Domänen werden extrem niedrige Th/U-Verhältnisse zwischen $< 0,01$ und $0,07$ mitgeteilt, die auf Th-arme oder auf U-reiche metamorphe, hydrothermale oder spätmagmatische Fluide zurückgeführt werden können (Vavra et al., 1996; Williams et al., 1996; Rubatto et al., 1999). Bei amphibolitfaziellen Bedingungen können sich durch Rekristallisation unter Beteiligung von metamorphen Fluiden unzonierte Randsäume mit hoher KL bilden (Schaltegger et al., 1999).

An Zirkonen mit Ausheilungsstrukturen (verblasste, oszillierende Zonierung; Kombination von hoch-lumineszierenden und nicht-lumineszierenden Zonen) können sinnvolle Alter bestimmt werden, die eine metamorphe Überprägung (Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999; Rubatto, 2002), eine unter Umständen leicht verjüngte, magmatische Kristallisation (Pidgeon et al., 1998; Eichhorn et al., 2001) oder eine Mischung aus magmatischer Kristallisation und spätmagmatischer Rekristallisation datieren können (Pidgeon et al., 1998). Zum Teil können derartige Strukturen allerdings auch Störungen des U-Pb-Systems anzeigen, insbesondere bei stark streuenden Messwerten. Rekristallisationserscheinungen müssen kritisch interpretiert werden; teilweise können an ihnen metamorphe Alter bestimmt werden, teilweise liefern sie keine sinnvollen Alter.

4.3 U-Pb-Altersbestimmungen

PA8-2 Leukokrater Metamagmatit (Passau, Hacklberg)

Kathodolumineszenz(KL)-Untersuchungen zeigen, dass in allen untersuchten Zirkonen dieses Granat-führenden Biotit-Kalifeldspat-Gneises ähnliche, komplexe Internstrukturen zu finden sind (Abb. 4-9 a). Oft idiomorphe bis hypidiomorphe Kerne mit extrem erhöhter KL-Intensität und seltenen Relikten planarer Wachstumszonierung sind umgeben von zwei unzonierten Randsäumen. Die inneren Randsäume sind meist dunkel oder nicht-lumineszierend und re-

sorbieren teilweise Kerne mit hoher KL. Stellenweise sind Strukturen mit buchtigen Grenzen erkennbar, die Fluid-bedingte Reaktionsfronten darstellen. Die äußeren Randsäume sind meist schmal oder unregelmäßig mit mittlerer bis hoher KL. Selten sind hier rekristallisierte Relikte oszillierender Zonierung zu finden. In wenigen Fällen gehen von rekristallisierten Kernen radiale Risse aus.

Insgesamt wurden elf Punkte in Kernen und Randsäumen gemessen. Von sechs datierten Kernbereichen definieren fünf Datenpunkte ein mittleres $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von 555 ± 12 Ma (Abb. 4-5). Diese Kernbereiche haben Th-Gehalte von 35-64 ppm, U-Gehalte von 86-118 ppm, Pb-Gehalte von 8-11 ppm und Th/U-Verhältnisse zwischen 0,40 und 0,58. Diese Werte liegen im unteren Bereich der magmatischen Referenzwerte (Kap. 4.2). Die Th/U-Verhältnisse ebenso wie Relikte planarer Wachstumszonierung deuten auf eine sekundäre Überprägung ursprünglich magmatischer Kerne hin. Ein Analysenpunkt (5.1) mit einem niedrigeren scheinbaren Alter von 493 ± 9 Ma wurde nicht

bei der Berechnung des konkordanten Alters berücksichtigt. Während das Th/U-Verhältnis mit 0,52 magmatischen Werten entspricht, zeigen U-Gehalte von 69 ppm und Pb-Gehalte von 6 ppm einen U- und Pb-Verlust an.

Die analysierten Randsäume weisen geringe Th-Gehalte von 2-6 ppm, U-Gehalte von 311-880 ppm und entsprechend niedrige Th/U-Verhältnisse zwischen 0,004 und 0,008 auf. Die inneren Randsäume weisen mit 318 ± 3 bis 324 ± 4 Ma ältere scheinbare $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter auf als die äußeren Randsäume mit 314 ± 4 und 316 ± 4 Ma. Aufgrund der geringen Analysenzahl und des geringen Altersunterschieds mit überlappenden Fehlerintervallen ist eine Unterteilung in zwei Altersgruppen statistisch jedoch nicht abgesichert. Es bleibt festzuhalten, dass die gemessenen Einzelalter mit den durch KL-Abbildungen belegten Altersbeziehungen der einzelnen Zonen übereinstimmen. Die Zusammenfassung der fünf Analysenpunkte in Randsäumen zu einer Population ist mit einem χ^2 -Wert (Kap. 3.2) von 1,02 statistisch signifikant

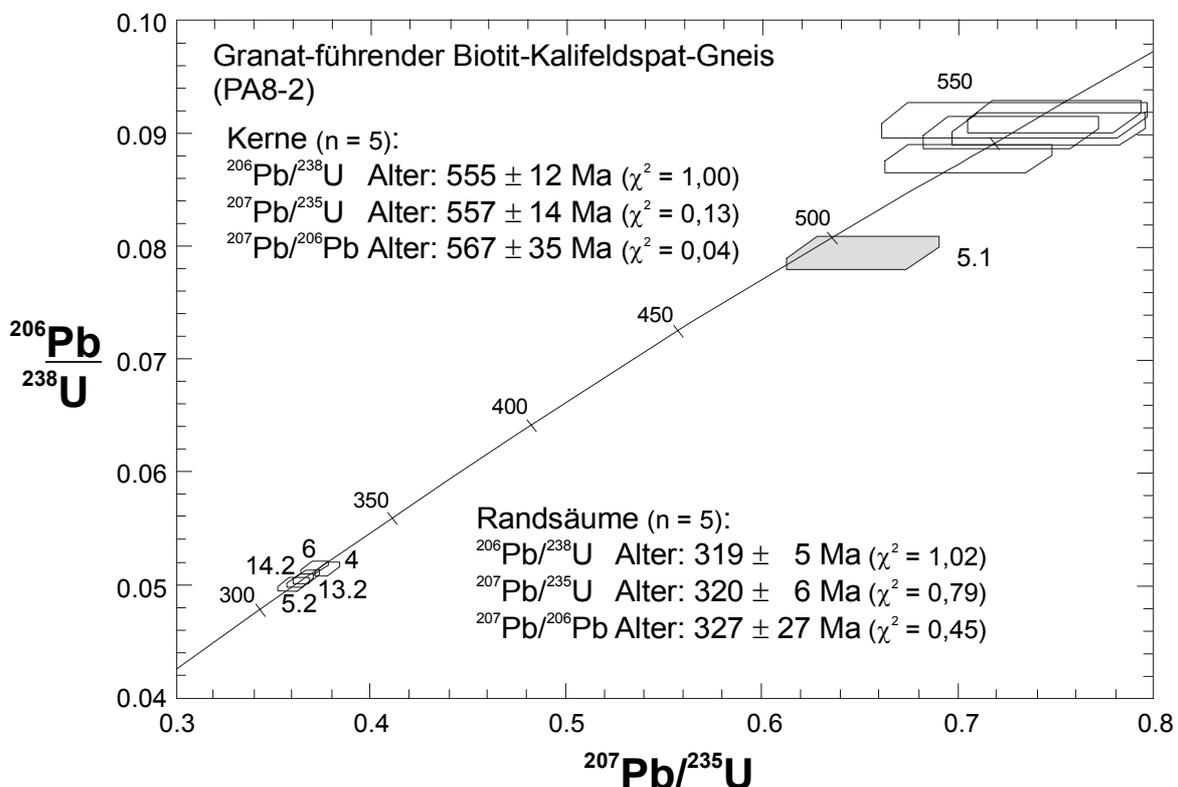


Abb. 4-5: Konkordia-Diagramm für Zirkone des leukokraten Metamagmatits PA8-2 (Passau, Hacklberg). Graue Flächen: Analysen, die aufgrund von KL-Internstrukturen von der Berechnung mittlerer Alter ausgeschlossen wurden. Fehler-Polygone mit 1σ ; mittlere Alter mit 95%-Vertrauensintervall.

und ergibt ein mittleres $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von 319 ± 5 Ma.

PA11-1 Leukokrater Metamagmatit (Passau, Haibach)

Die Internstrukturen der Zirkone dieses Biotit-führenden Kalifeldspat-Gneises lassen sich in drei Bereiche unterteilen, die bei allen untersuchten Zirkonen zu finden sind (Abb. 4-9 b): Typisch sind große, hypidiomorphe Kerne mit strukturlosen Innenzonen und oszillierend zonierte Außenzonen; letztere sind meist verblasst und/oder teilweise rekristallisiert. Die Kerne sind umgeben und stellenweise buchtig resorbiert von nicht-lumineszierenden, teilweise diskontinuierlichen Zwischensäumen. Den äußeren Rand bilden dunkle, unzonierte Randsäume, die stark verblasste oszillierende Zonierung aufweisen können.

In Kernen wurden elf Punkte sowohl in Innen- als auch in Außenzonen analysiert. Strukturlose Innenzonen deuten mit Th/U-Verhältnissen zwischen 0,6 und 0,78 sowie Th-Gehalten von 143-321 ppm und U-Gehalten von 236-411 ppm auf eine magmatische Entstehung hin.

Oszillierend zonierte Außenzonen unterscheiden sich weder in ihren Th- und U-Gehalten (219-289 ppm Th, 305-357 ppm U) noch in ihren Th/U-Verhältnissen (0,62-0,95) von den strukturlosen Innenzonen. Da die datierten Innen- und Außenzonen innerhalb des Fehlers gleich alt sind, werden die Datenpunkte gemeinsam ausgewertet. Acht dieser Datenpunkte definieren ein mittleres $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von 549 ± 7 Ma (Abb. 4-6). Drei Datenpunkte (3.1, 5, 11) mit konkordanten scheinbaren Altern zwischen 526 ± 7 und 532 ± 6 Ma wurden aufgrund von KL-Hinweisen auf transgressive Rekristallisation nicht in die Berechnung des gemeinsamen Alters einbezogen.

Die fünf analysierten Randsäume weisen Th-Gehalte von 54-242 ppm und U-Gehalte von 418-995 ppm auf. Die Th/U-Verhältnisse liegen mit 0,05-0,33 im Bereich metamorpher sowie überprägter, ursprünglich magmatischer Werte. Die fünf Datenpunkte definieren ein konkordantes, mittleres Alter von 316 ± 10 Ma. Der hohe χ^2 -Wert dieser fünf Analysen von 4,25 legt nahe, dass die Streuung der scheinbaren

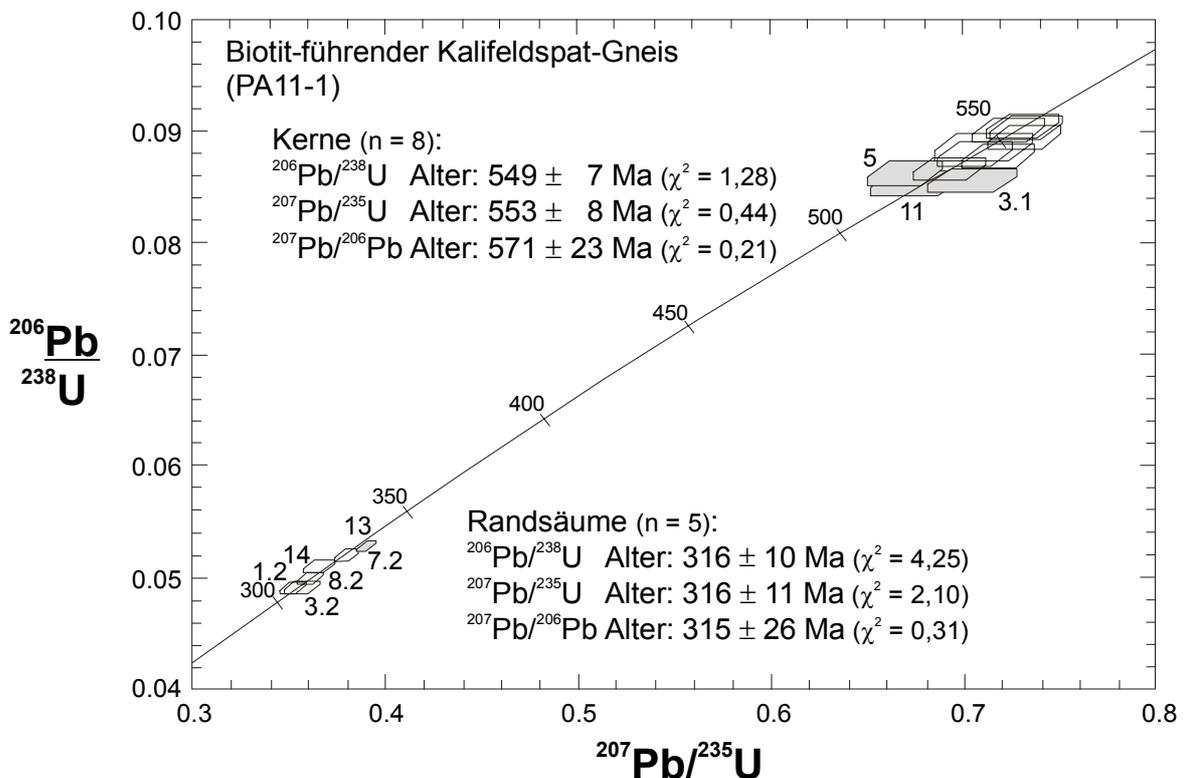


Abb. 4-6: Konkordia-Diagramm für Zirkone des leukokraten Metamagmatits PA11-1 (Passau, Haibach). Graue Flächen: Analysen, die aufgrund von KL-Internstrukturen von der Berechnung mittlerer Alter ausgeschlossen wurden. Fehler-Polygone mit 1σ ; mittlere Alter mit 95%-Vertrauensintervall.

Alter nicht allein auf analytische Messunsicherheiten, sondern auch auf geologische Faktoren zurückzuführen ist. KL-Aufnahmen zeigen, dass bei den jüngeren Randsäumen (Analysen 1.2, 3.2) mit identischen Altern von 309 ± 3 und 309 ± 4 Ma ausschließlich mittel bis gering lumineszierende, äußere Randsäume mit verblasster, oszillierender Zonierung datiert wurden (Abb. 4-9 b, Korn 3). Bei den älteren Werten zwischen 314 ± 3 und 326 ± 3 Ma (Analysen 7.2, 8.2, 14) sind daneben auch Anteile nicht-lumineszierender Zwischensäume mit analysiert worden (Abb. 4-4 d, f).

Aus den Beobachtungen ist zu schließen, dass die äußeren Randsäume mit etwa 309 Ma womöglich eine jüngere Metamorphosephase dokumentieren, während nicht-lumineszierende Zwischensäume eine ältere Metamorphosephase repräsentieren. Aufgrund der geringen Analysenzahl ist die Zweiphasigkeit der Metamorphose jedoch nicht statistisch gesichert nachweisbar. Das mittlere Alter aller fünf Analysenpunkte von 316 ± 10 Ma umfasst das Spektrum

der gemessenen Einzelalter und wird daher als Alter der metamorphen Überprägung bzw. Bildung der Zirkonsäume interpretiert. Ein weiterer Analysenpunkt (Korn 13) mit einem scheinbaren Alter von 331 ± 3 Ma ist eine Mischung aus nicht-lumineszierendem Zwischensaum und stark rekristallisiertem Kern (Abb. 4-4 d); er wurde nicht in die Berechnung des mittleren Alters einbezogen.

PA9-3 Metabasit (Passau, Haibach)

Die Zirkone dieses Epidot-führenden Amphibolits bilden hinsichtlich ihrer Internstrukturen eine homogene Population. Die Zirkone sind geprägt von großen, idiomorphen bis hypidiomorphen Kernen mit mittlerer bis geringer KL; untergeordnet sind schmale Randsäume vorhanden (Abb. 4-9 c). Die Zirkonkerne haben oft strukturlose Innenzonen und oszillierend zonierte Außenzonen, die ihre magmatische Herkunft belegen. Die Kerne sind in unterschiedlichem Maße von transgressiver Rekristallisation betroffen. Typisch sind schmale,

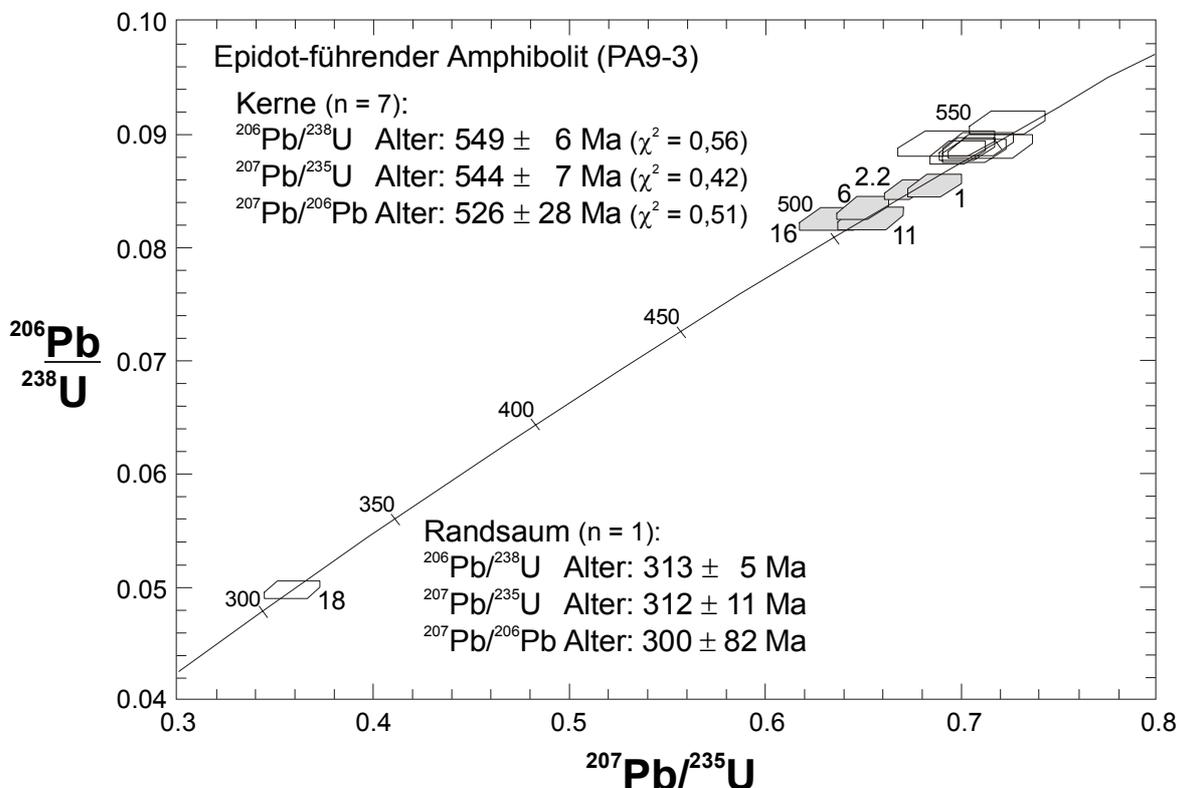


Abb. 4-7: Kondordia-Diagramm für Zirkone des Metabasits PA9-3 (Passau, Haibach). Graue Flächen: Analysen, die aufgrund von KL-Internstrukturen von der Berechnung mittlerer Alter ausgeschlossen wurden. Fehler-Polygone mit 1σ ; mittlere Alter mit 95%-Vertrauensintervall.

meist vollständig rekristallisierte Randsäume mit extrem hoher KL. Sie dringen stellenweise mit buchtigen Resorptionsgrenzen in Kernbereiche ein. Selten sind rekristallisierte Relikte einer planaren Wachstumszonierung im Randsaum erhalten. Nicht-lumineszierende Domänen mit buchtigen Grenzen sind häufig zwischen Kern und Randsaum zu finden. Nur selten bilden diese Domänen einen kontinuierlichen Zwischensaum.

Von 13 analysierten Punkten wurden 12 in Kernbereichen und einer im Randsaum gemessen. In Kernen wurden an oszillierend zonierten Außenzonen Gehalte von 468-1281 ppm Th, 354-777 ppm U, 41-95 ppm Pb und Th/U-Verhältnisse von 1,27-1,89 ermittelt. Die Th-, U- und Pb-Gehalte von strukturlosen Innenzonen sind mit 462-946 ppm Th, 451-857 ppm U und 45-91 ppm Pb identisch mit den Gehalten in oszillierend zonierten Außenzonen; die Th/U-Verhältnisse liegen mit 1,02-1,19 etwas niedriger. Die Zirkonkerne dieses Metabasits weisen gegenüber oszillierend zonierten Zirkonen aus leukokraten Metamagmatiten deutlich höhere Th/U-Verhältnisse $> 1,0$ sowie höhere Th-, U- und Pb-Gehalte auf. Solche Werte sind typisch für magmatische Zirkone aus Mafiten (Heaman et al., 1990). Die sieben ältesten Datenpunkte der Kerne bilden eine Gruppe und ergeben ein leicht revers diskordantes mittleres $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von 549 ± 6 Ma (104 % Konkordanz*) (Abb. 4-7). Aufgrund der magmatischen Internstrukturen und der Th-U-Konzentrationen wird dieses Alter als magmatisches Kristallisationsalter angesehen. Die übrigen fünf Datenpunkte wurden wegen KL-Hinweisen auf sekundäre Rekristallisation bzw. Mischung verschiedener Zonen nicht in die Berechnung des mittleren Alters einbezogen. Ihre scheinbaren Alter streuen zwischen 510 ± 6 und 527 ± 6 Ma.

Da die hoch-lumineszierenden Randsäume dieser Zirkone in fast allen Fällen extrem schmal sind, bot sich lediglich bei einem Individuum (Abb. 4-9 c, Korn 18) die Möglichkeit,

den Ionenstrahl vollständig auf einen Randsaum zu setzen und diesen zu analysieren. Dieser Randsaum ist teils unzoniert, teils stark rekristallisiert, mit Relikten einer planaren Zonierung. Der Th-Gehalt beträgt 30 ppm, der U-Gehalt 134 ppm. Das resultierende Th/U-Verhältnis ist mit 0,22 ebenfalls deutlich niedriger als die Werte in den oszillierend zonierten Domänen. Es ist von einer Überprägung des Randsaumes vermutlich während eines thermischen Ereignisses auszugehen. Im Randsaum wurde ein leicht revers diskordantes Alter von 313 ± 5 Ma (104 % Konkordanz) bestimmt.

HBW31-2 Leukokrater Metamagmatit (Bodenmais, Arbersee-Weg)

Zirkone dieses Granat-führenden Biotit-Plagioklas-Gneises zeigen komplexe Internstrukturen: einerseits Zirkone mit gerundeten Kernen und mehreren Randsäumen, andererseits Kristalle mit kontinuierlichem Wachstum (Abb. 4-9 d). Zirkone mit kontinuierlichem Wachstum haben größtenteils rekristallisierte, oszillierend zonierte Innenzonen mit extrem hoher KL sowie Außenzonen mit geringer bis vollständig unterdrückter KL und Relikten oszillierender Zonierung. Zirkone mit gerundeten Kernen haben in der Regel einen stark rekristallisierten, inneren Randsaum mit hoher KL und einen zumeist schmalen, dunklen bis nicht-lumineszierenden, äußeren Randsaum. Die beiden Randsäume sind morphologisch identisch zu den Innen- und Außenzonen kontinuierlich gewachsener Zirkone; dies lässt auf eine gemeinsame Bildung schließen. Die gerundeten Kerne sind überwiegend oszillierend zonierte, selten vollständig rekristallisiert (Abb. 4-9 d, Körner 10, 22). Die Kerne sind $> 50 \mu\text{m}$ lang und $> 20 \mu\text{m}$ breit. Es ist davon auszugehen, dass bei dem magmatischen Ereignis, das zur Bildung der Randsäume und der durchgängig gewachsenen Zirkone führte, Zirkone $< 50 \mu\text{m}$ aufgrund ihres größeren Oberfläche/Volumen-Verhältnisses vollständig resorbiert wurden. Zwischen Kern und Randsaum bilden nicht-lumineszierende Domänen mit buchtigen Resorptionsgrenzen teilweise einen diskontinuier-

* % Konkordanz = $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}\text{-Alter} / ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}\text{-Alter}) \times 100$

lichen Zwischensaum. Die Zirkone sind oft betroffen von transgressiver und zonengebundener Rekristallisation, zumeist mit extrem hoher KL (Abb. 4-4 c).

Von 13 Analysenpunkten wurden vier in ererbten Kernen und neun in Randbereichen bzw. Zirkonen mit kontinuierlichem Wachstum gemessen. Zwei Datenpunkte ererbter Kerne mit verblasster, oszillierender Zonierung liegen konkordant mit scheinbaren $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Altern von 562 ± 6 Ma (Korn 10) und 587 ± 7 Ma (Korn 6.1). Diese verblassten, oszillierend zonierten, ererbten Kerne weisen Gehalte von 154-166 ppm Th, 341-463 ppm U und 34-43 ppm Pb auf; diese Gehalte liegen im Bereich typisch magmatischer Werte. Th/U-Verhältnisse zwischen 0,36 und 0,45 deuten eine Überprägung ursprünglich magmatischer Zirkone an. Zwei weitere Analysen in rekristallisierten Kernbereichen sind deutlich diskordant mit identischen scheinbaren $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Altern von 1790 ± 18 Ma (Korn 22.1) und $1890 \pm$

17 Ma (Korn 22.2). Diese Datenpunkte repräsentieren zwei unterschiedliche, ererbte Kerne desselben Zirkorkorns (Abb. 4-9 d). Dieses Zirkorkorn enthält einen gerundeten, ererbten (äußeren) Kern, in dem seinerseits ein gerundeter, ererbter (innerer) Kern enthalten ist. Der innere Kern ist rekristallisiert mit vollständig unterdrückter KL und hohem U-Gehalt (1495 ppm) sowie niedrigem Th/U-Verhältnis (0,13). Der äußere Kern zeigt dagegen eine weitgehende Rekristallisierung mit extrem hoher KL und Relikten einer planaren Zonierung; der U-Gehalt beträgt 325 ppm, das Th/U-Verhältnis ist mit 1,06 vergleichsweise hoch. Die Analysen von sieben Randsäumen mit rekristallisierter oder verblasster oszillierender Zonierung definieren ein konkordantes mittleres Alter von 486 ± 7 Ma (Abb. 4-8). Diese Randsäume weisen Th-Gehalte von 43-233 ppm, U-Gehalte von 88-437 ppm, Pb-Gehalte von 8-37 ppm und Th/U-Verhältnisse zwischen 0,17 und 0,74 auf. Das mittlere Alter wird als mag-

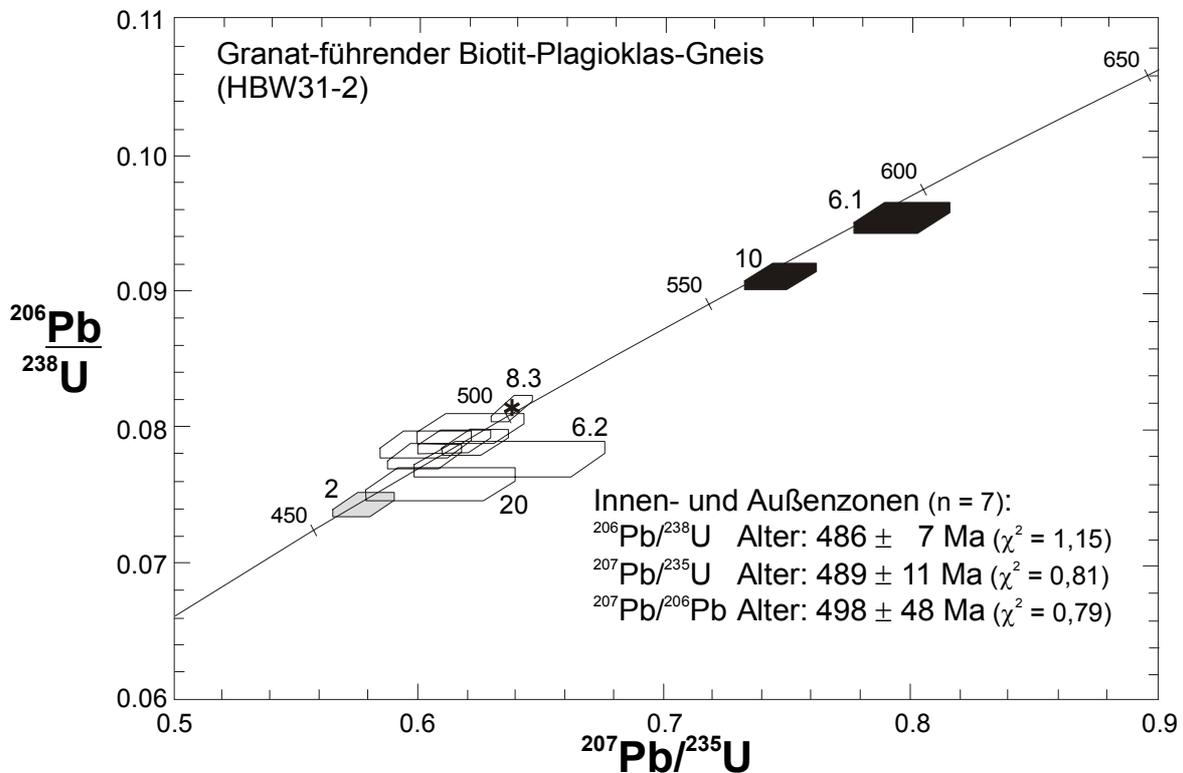


Abb. 4-8: Konkordia-Diagramm für Zirkone des leukokraten Metamagmatits HBW31-2 (Bodenmais, Arbersee-Weg). Mit dem Stern (*) ist die Analyse (8.3) einer U-reichen, nicht-lumineszierenden Außenzone gekennzeichnet, die scheinbar älter ist als oszillierend zonierte Innenzonen des gleichen Zirkorkorns (Abb. 4-9 d). Schwarze Flächen: Analysen ererbter Kerne. Graue Flächen: Analysen, die aufgrund von KL-Interstrukturen von der Berechnung mittlerer Alter ausgeschlossen wurden. Fehler-Polygone mit 1σ ; mittlere Alter mit 95%-Vertrauensintervall.

matisches Kristallisationsalter der Zirkone interpretiert; in Einzelfällen kann eine leichte Verjüngung durch zonengebundene Rekristallisation mit Th-, U- und Pb-Verlust vorliegen (Körner 6.2, 20). Hierbei handelt es sich ver-

mutlich um Rekristallisationsprozesse, die während und/oder direkt im Anschluss an die Kristallisation stattfanden.

Zwei Datenpunkte wurden aufgrund von Hinweisen auf gestörte U-Pb-Systeme nicht in die

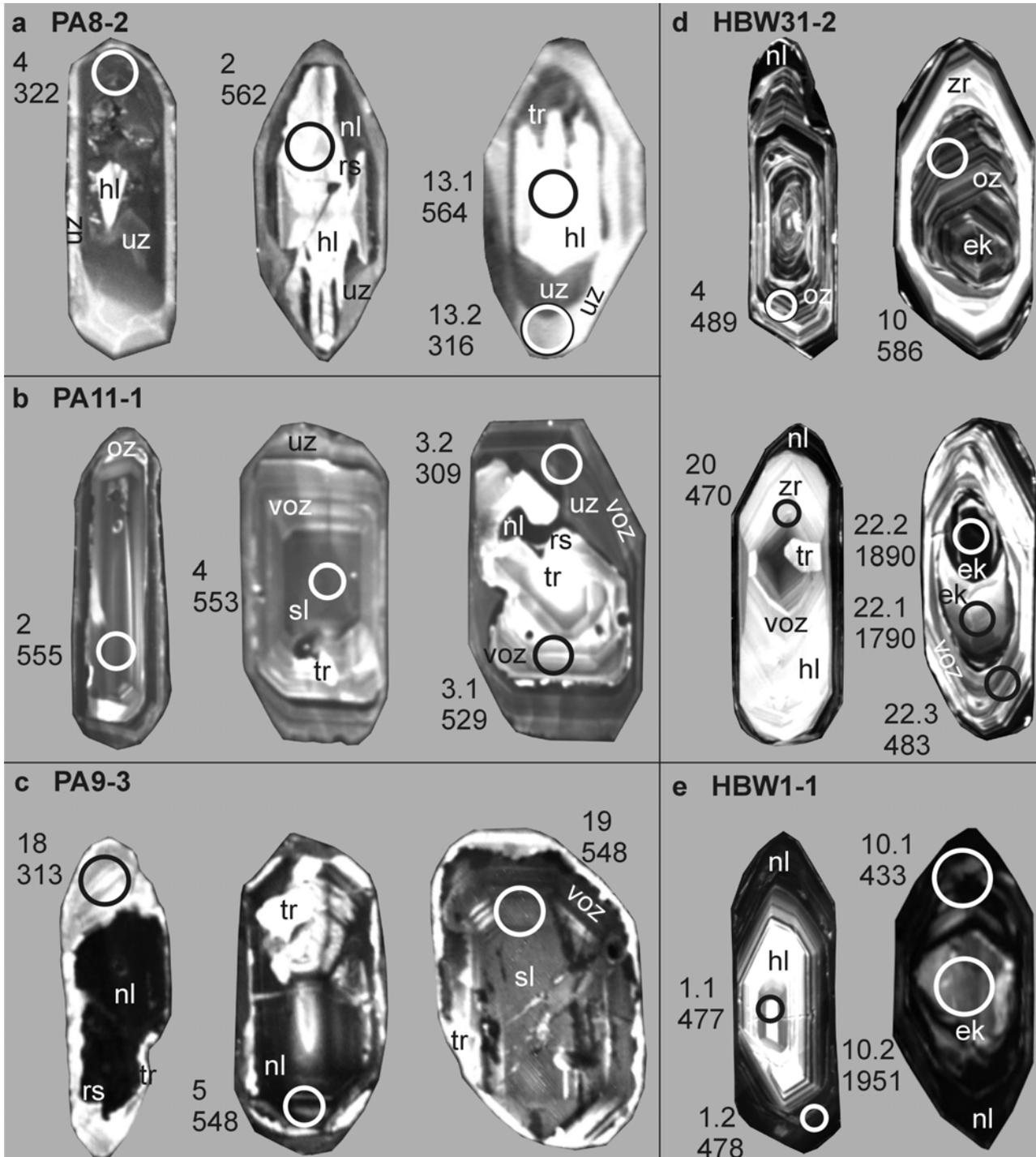


Abb. 4-9: KL-Aufnahmen von typischen Zirkonen der datierten Proben mit Korn- und ggf. Analysepunkt-Nummer sowie dem $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter in Ma. Der von der Ionensonde analysierte Bereich ist durch einen Kreis markiert, dessen Radius dem Radius des Ionenstrahls von 25 μm entspricht. Abkürzungen wie in Abb. 4-4. ek – ererbter Kern. Weitere Erläuterungen im Text.

a Leukokrater Metamagmatit PA8-2; **b** Leukokrater Metamagmatit PA11-1; **c** Metabasit PA9-3; **d** Leukokrater Metamagmatit HBW31-2; **e** Leukokrater Metamagmatit HBW1-1.

Berechnung des mittleren Alters einbezogen. An einem Randsaum (Korn 2) mit einem Th/U-Verhältnis von 0,3 wurde ein verjüngtes scheinbares $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von 462 ± 5 Ma ermittelt. Der nicht-lumineszierende, äußere Saum eines weiteren Zirkons (Analyse 8.3) weist mit einem Th/U-Verhältnis von 0,05 und Gehalten von 91 ppm Th, 1922 ppm U und 144 ppm Pb ein konkordantes scheinbares Alter von 503 ± 5 Ma auf. Dieses scheinbare Randsaumalter ist älter als die im Innern dieses Zirkons an zwei oszillierend zonierten Zonen bestimmten scheinbaren Alter (Abb. 4-13). Der nicht-lumineszierende Randsaum unterscheidet sich deutlich von den oben beschriebenen, gering bis nicht-lumineszierenden Außenzonen, die aufgrund ihrer höheren Th/U-Verhältnisse einer magmatischen Herkunft zugeordnet werden können. Die weitere Interpretation und Diskussion dieser scheinbaren Altersumkehrung erfolgt zusammen mit einem ähnlichen Fall aus Probe HBW1-1 in Kap. 4.4.2.

HBW1-1 Leukokrater Metamagmatit (Spiegelau, Steinklamm)

Die untersuchten Zirkone dieses Biotit-Plagioklas-Gneises zeigen bei ihren Internstrukturen eine deutliche Homogenität (Abb. 4-9 e). Charakteristisch sind dunkle, oft nicht-lumineszierende äußere Zonen mit verblasster oder reliktsicher planarer Wachstumszonierung sowie rekristallisierte Innenzonen mit hoher KL. Die stark lumineszierenden Innenzonen sind im Zentrum oft vollständig rekristallisiert; nach außen wird teilweise eine nur schwach verblasste oszillierende Zonierung sichtbar. Bei den meisten Zirkonen sprechen KL-Untersuchungen für ein kontinuierliches Wachstum, da die idiomorphe oszillierende Wachstumszonierung innerhalb des Kristalls konkordant ist und die äußere, idiomorphe Form bestimmt. Untergeordnet gibt es auch Hinweise auf ererbte Kerne; diese sind in der Regel hypidiomorph, stellenweise buchtartig resorbiert. Die ererbten Kerne haben mittlere KL-Intensitäten und sind

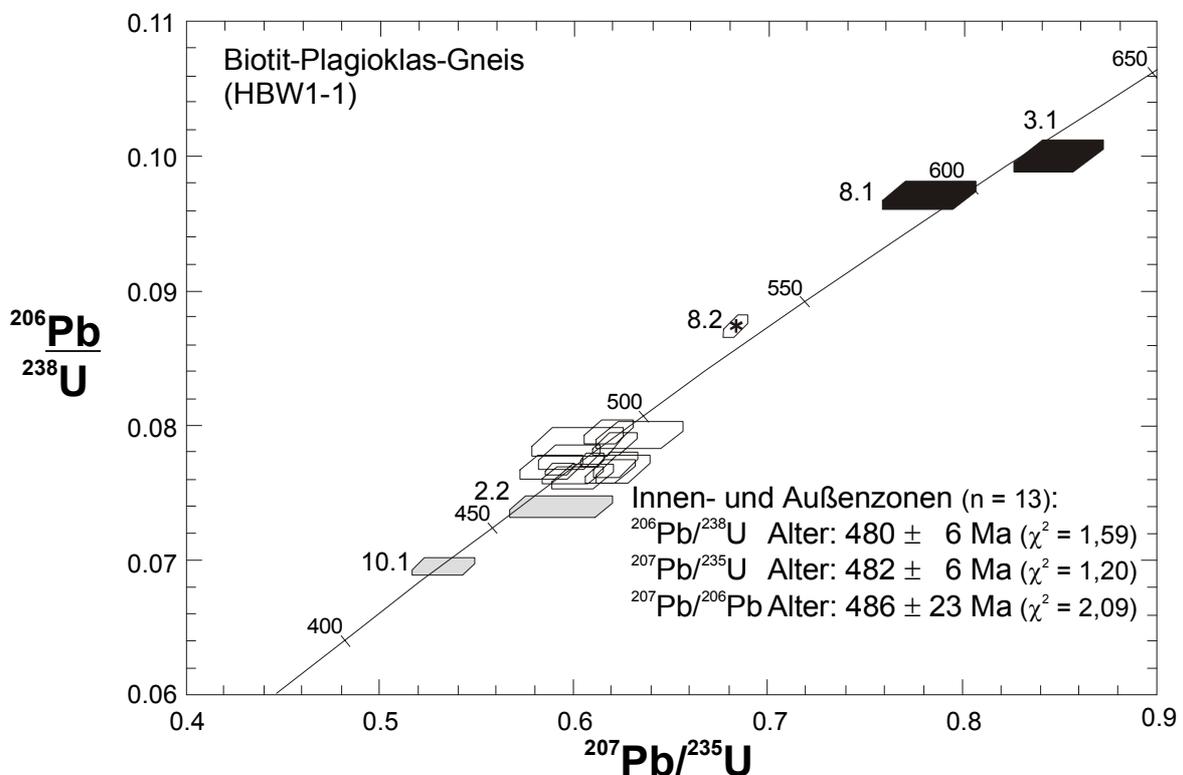


Abb. 4-10: Konkordia-Diagramm für Zirkone des leukokraten Metamagmatits HBW1-1 (Spiegelau, Steinklamm). Mit dem Stern (*) ist die revers diskordante Analyse (8.2) eines U-reichen, nicht-lumineszierenden Randsaumes gekennzeichnet. Schwarze Flächen: Analysen ererbter Kerne. Graue Flächen: Analysen, die aufgrund von KL-Internstrukturen von der Berechnung mittlerer Alter ausgeschlossen wurden. Fehler-Polygone mit 1σ ; mittlere Alter mit 95%-Vertrauensintervall.

stark transgressiv rekristallisiert; verblasste Relikte planarer Bänderung sind oft noch erkennbar.

Die Analysen von 19 Punkten zeigen eine komplexe Entwicklung dieser Zirkone an (Abb. 4-10). Bei drei ererbten Kernen wurden Th-Gehalte von 65-308 ppm, U-Gehalte von 166-310 ppm und Th/U-Verhältnisse zwischen 0,39 und 0,99 bestimmt. Die Th- und U-Konzentrationen sowie die Internstrukturen deuten auf rekristallisierte, ursprünglich magmatische Zirkone hin. Einer der Kerne ist deutlich diskordant mit einem scheinbaren $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von 1951 ± 18 Ma (Korn 10.2). Zwei jüngere Kerne mit etwa konkordanten scheinbaren $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Altern von 597 ± 6 Ma (Korn 8.1) bzw. 614 ± 7 Ma (Korn 3.1) belegen neoproterozoische Komponenten.

Dreizehn in hellen Innen- und dunklen Außenzonen gemessene Analysenpunkte definieren ein konkordantes mittleres $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von 480 ± 6 Ma. In hellen und stark lumineszierenden Innenzonen wurden Gehalte von 47-143 ppm Th, 118-207 ppm U und 10-16 ppm Pb sowie Th/U-Verhältnisse von 0,33-0,74 bestimmt. Gegenüber magmatischen Gehalten ist eine leichte Verarmung an Th, U und Pb festzustellen; die Th/U-Verhältnisse deuten auf zum Teil überprägte, magmatische Zirkone. Dunkle bis nicht-lumineszierende Außenzonen weisen vergleichbare Th-Gehalte von 35-421 ppm, deutlich erhöhte U-Gehalte von 344-3414 ppm und ebenfalls erhöhte Pb-Gehalte von 25-249 ppm auf. Die Th/U-Verhältnisse liegen mit 0,10-0,14 knapp oberhalb

typisch metamorpher Werte; dies spricht gegen eine Rekristallisation durch externe Fluide. Die stark lumineszierenden Innenzonen und die nicht-lumineszierenden Außenzonen sind innerhalb der Fehler gleich alt (Abb. 4-9 e, Korn 1); hieraus folgt, dass die Ausbildung dieser beiden morphologisch unterschiedlichen Zonen zusammenhängt. Zwei weitere Analysenpunkte (2.2, 10.1) mit verjüngten, leicht diskordanten bzw. konkordanten scheinbaren Altern von 459 ± 6 Ma und 433 ± 4 Ma sind stellenweise transgressiv rekristallisiert und wurden nicht in die Berechnung des mittleren Alters einbezogen, da hier von Pb-Verlusten auszugehen ist.

Die Analyse eines nicht-lumineszierenden Randsaumes (8.2) des ererbten Kernes 8.1 fällt durch ihre Lage oberhalb der Konkordia auf (111 % Konkordanz). Das scheinbare $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter beträgt 539 ± 5 Ma. Der nicht-lumineszierende Randsaum hat einen Th-Gehalt von 132 ppm, hohe Gehalte an U (5391 ppm) und Pb (430 ppm) sowie ein niedriges Th/U-Verhältnis von 0,02. Das niedrige Th/U-Verhältnis verweist auf die Beteiligung von Fluiden oder spätmagmatischen Restschmelzen bei der Bildung dieses Randsaumes (Williams et al., 1996). Ein ähnlicher Fall mit einem U-reichen Randsaum wurde bereits bei Probe HBW31-2 beschrieben. Die weitere Interpretation erfolgt in Kap. 4.4.2.

Tab. 4-1: SHRIMP-Analysen von Zirkonen aus dem Bayerischen Wald.
 $f_{206\%} = 100x(\text{common } ^{206}\text{Pb}/\text{total } ^{206}\text{Pb})$. Kor. = Korrekturmethode für common Pb: 4 = Korrektur auf ^{204}Pb -Konzentration, 8 = Korrektur auf ^{208}Pb -Konzentration. Konk. = Konkordanz in % = $100x(206/238\text{-Alter})/(207/206\text{-Alter})$.

Analyse- nummer	Kurzbeschreibung des analysierten Bereichs	U [ppm]	Th [ppm]	Th/U [ppm]	Pb [ppm]	$f_{206\%}$	Korrigierte Pb/U-Verhältnisse $206/238 \pm 1\sigma$ 207/235 $\pm 1\sigma$ 207/206 $\pm 1\sigma$	Scheinbare Einzelalter [Ma] $206/238 \pm 1\sigma$ 207/235 $\pm 1\sigma$ 207/206 $\pm 1\sigma$	Kor. Konk. [%]											
PA8-2	Leukokrater Metamagmatit																			
2	Kern; mit hoher KL	86	35	0,40	8	0,015	0,0910	15	0,729	67	0,05811	518	562	9	556	40	534	196	4	105
3	Kern; mit hoher KL	118	64	0,54	11	0,007	0,0876	13	0,706	43	0,05842	331	541	8	542	25	545	124	4	99
4	dunkler, innerer Randsaum; unzoniert	880	6	0,007	41	0,001	0,0513	6	0,379	6	0,05363	55	322	3	326	4	356	23	8	91
5.1	Kern; mit hoher KL	69	36	0,52	6	< 0,001	0,0795	15	0,687	26	0,06266	194	493	9	531	16	697	66	4	71
5.2	heller, äußerer und dunkler, innerer Randsaum; unzoniert	311	3	0,008	14	0,002	0,0500	6	0,362	8	0,05260	92	314	4	314	6	312	40	8	101
6	dunkler, innerer Randsaum; unzoniert	569	4	0,006	27	0,003	0,0515	6	0,373	7	0,05254	69	324	4	322	5	309	30	8	105
9	Kern; mit hoher KL	94	48	0,51	9	0,004	0,0899	14	0,727	45	0,05866	342	555	8	555	27	554	128	4	100
13.1	Kern; mit hoher KL	104	60	0,58	10	0,003	0,0914	14	0,749	45	0,05947	333	564	8	568	26	584	122	4	96
13.2	heller, äußerer Randsaum; unzoniert	516	3	0,007	24	0,002	0,0503	6	0,365	7	0,05271	70	316	4	316	5	316	30	4	100
14.1	Kern; mit hoher KL	103	56	0,54	10	0,002	0,0902	14	0,747	50	0,06007	380	557	8	567	29	606	137	4	92
14.2	dunkler, innerer Randsaum; unzoniert	607	2	0,004	28	0,001	0,0505	6	0,368	6	0,05280	65	318	3	318	5	320	28	8	99
PA11-1	Leukokrater Metamagmatit																			
1.1	heller Kern; unzonierter, strukturlose Innenzone	236	149	0,63	24	0,012	0,0895	11	0,728	24	0,05900	171	553	7	555	14	567	63	8	97
1.2	dunkler Randsaum; verblasste, weitständige oszillierende Zonierung	924	221	0,24	44	0,007	0,0490	5	0,353	7	0,05220	79	309	3	307	5	294	35	8	105
2	dunkler Kern; leicht verblasste oszillierende Zonierung	377	280	0,74	38	0,003	0,0900	10	0,725	20	0,05843	136	555	6	554	12	546	51	8	102
3.1	heller Kern; verblasste oszillierende Zonierung, stellenweise mit hoher KL rekrystallisiert	208	92	0,44	19	0,011	0,0855	11	0,707	21	0,05999	154	529	6	543	13	603	56	8	88
3.2	dunkler Randsaum; unzoniert	418	77	0,18	20	0,011	0,0491	6	0,357	9	0,05277	114	309	4	310	7	319	49	8	97
4	dunkler Kern; unzonierter, strukturlose Innenzone, stellenweise rekrystallisiert	411	321	0,78	42	0,005	0,0896	11	0,744	22	0,06027	152	553	6	565	13	613	55	8	90
5	unzonierter, strukturlose Innenzone	300	186	0,62	29	0,007	0,0861	11	0,671	20	0,05656	148	532	6	521	12	474	58	8	112
6	dunkler Kern; unzonierter, strukturlose Innenzone, stellenweise rekrystallisiert	305	289	0,95	32	0,007	0,0886	11	0,712	25	0,05827	182	547	6	546	15	540	69	8	101
7.1	dunkler Kern; oszillierende Zonierung	318	213	0,67	31	0,006	0,0865	10	0,694	21	0,05822	166	535	6	535	13	538	59	8	99
7.2	unzonierter, strukturlose Innenzone	995	54	0,05	48	0,005	0,0519	6	0,381	7	0,05321	63	326	3	328	5	338	27	8	97
8.1	heller, unzonierter Randsaum und nicht-lumineszierender Zwischensaum	394	275	0,70	39	0,009	0,0876	11	0,719	21	0,05958	146	541	7	550	12	588	53	8	92
8.2	dunkler Kern; unzonierter, strukturlose Innenzone	877	126	0,14	41	0,008	0,0499	5	0,361	7	0,05256	75	314	3	313	5	310	32	8	101
10	heller Kern; Außenzone mit verblasster oszillierender Zonierung, z.T. mit hoher KL	352	219	0,62	34	0,004	0,0889	11	0,733	22	0,05976	152	549	6	558	13	595	55	4	92
11	Kern; dunkle, unzonierter, strukturlose Innenzone, z.T. mit hoher KL rekrystallisiert	240	143	0,60	23	0,021	0,0851	12	0,676	25	0,05758	188	526	7	524	15	514	72	8	102
13	Zwischensaum; nicht-lumineszierend	1513	34	0,02	73	0,002	0,0527	5	0,391	5	0,05382	44	331	3	335	4	363	18	8	91
14	dunkler Randsaum; stark rekrystallisiert und nicht-lumineszierender Zwischensaum	736	242	0,33	38	0,009	0,0509	6	0,366	8	0,05212	95	320	3	317	6	291	42	8	110
16	heller Kern; Außenzone mit verblasster oszillierender Zonierung, z.T. mit hoher KL	357	246	0,69	36	0,002	0,0901	10	0,734	23	0,05909	159	556	6	559	13	570	59	4	98

Tab. 4-1 (Forts.): SHRIMP-Analysen von Zirkonen aus dem Bayerischen Wald.

Analyse- nummer	Kurzbeschreibung des analysierten Bereichs	U [ppm]	Th [ppm]	TlU [ppm]	Pb [ppm]	f206% [ppm]	Korrigierte Pb/U-Verhältnisse 206/238 ± 1σ 207/235 ± 1σ	207/206 ± 1σ	Scheinbare Einzelalter [Ma] 206/238 ± 1σ 207/235 ± 1σ	207/206 ± 1σ	Kor. Konk. [%]									
PA9-3 Metabazit																				
1	dunkler Kern; Relikte verblasster oszillierender Zonierung und homogen rekrystallisierte Bereiche	530	929	1,75	62	0,002	0,0852	9	0,687	14	0,05848	92	527	6	531	8	548	34	4	96
2.1	dunkler Kern; unzoniert, strukturiert	591	609	1,03	61	0,001	0,0887	10	0,724	14	0,05917	88	548	6	553	8	573	32	4	96
2.2	dunkler Kern; unzonierter, strukturloser Bereich und nicht-lumineszierende Domäne	857	1024	1,19	91	0,002	0,0848	9	0,672	11	0,05744	68	525	5	522	7	509	26	4	103
5	dunkler Kern;	670	1268	1,89	84	0,003	0,0887	10	0,706	14	0,05771	91	548	6	542	8	519	34	4	106
6	leicht verblasste oszillierende Zonierung dunkler Kern; verblasste oszillierende Zonierung mit nicht-lumineszierenden Domänen	590	777	1,32	63	0,003	0,0833	9	0,650	13	0,05664	87	516	5	509	8	478	34	4	108
7	dunkler Kern; unzoniert, strukturiert, stellenweise relictische oszillierende Zonierung	777	1281	1,65	95	0,006	0,0887	9	0,709	15	0,05795	101	548	6	544	9	528	38	4	104
9	dunkler Kern; oszillierende Zonierung, stellenweise Zonen mit hoher KL	532	673	1,27	60	0,005	0,0887	10	0,706	17	0,05776	114	548	6	543	10	521	43	4	105
10	dunkler Kern; verblasste oszillierende Zonierung	391	670	1,71	49	0,004	0,0909	10	0,724	19	0,05780	132	561	6	553	11	522	50	4	107
11	dunkler Kern; unzoniert, strukturiert, im Zentrum mit hoher KL	451	462	1,02	45	0,002	0,0823	9	0,655	17	0,05769	128	510	6	511	11	518	49	4	99
16	Kern; Domäne mit hoher KL und nicht-lumineszierender Zwischensaum	308	371	1,21	32	0,008	0,0823	10	0,633	24	0,05582	196	510	6	498	15	445	78	8	115
17	dunkle Kerndomäne; relictische, verblasste oszillierende Zonierung	354	468	1,32	41	0,010	0,0886	10	0,689	24	0,05639	179	547	6	532	15	468	70	4	117
18	Randsaum; stark rekrystallisierte Relikte einer oszillierenden Zonierung, stellenweise hohe KL	134	30	0,22	7	0,006	0,0498	8	0,359	15	0,05233	187	313	5	312	11	300	82	8	104
19	dunkler Kern; verblasste oszillierende Zonierung und unzonierte, strukturierte Innenzone	521	728	1,40	60	0,002	0,0888	10	0,700	14	0,05716	91	548	6	539	9	498	35	4	110
HBW31-2 Leukoakater Metamagmatit																				
1	helle Innenzone; verblasste oszillierende Zonierung	258	126	0,49	21	0,004	0,0786	10	0,603	19	0,05566	151	488	6	479	12	439	60	8	111
2	heller, innerer Randsaum; verblasste oszillierende Zonierung	444	132	0,30	33	0,006	0,0743	8	0,578	13	0,05647	97	462	5	463	8	471	38	8	98
4	Innenzone; oszillierende Zonierung, z.T. mit nicht-lumineszierenden und stark lumineszierenden Zonen	437	233	0,53	37	0,006	0,0788	9	0,616	15	0,05668	117	489	6	487	10	479	46	8	102
6.1	ererbter Kern; gerundet, weitständige oszillierende Zonierung	341	154	0,45	34	0,005	0,0954	11	0,797	20	0,06061	129	587	7	595	12	625	46	8	94
6.2	heller, innerer Randsaum; mit hoher KL, stellenweise Relikte einer stark verblassten oszillierenden Zonierung	88	65	0,74	8	0,017	0,0775	13	0,643	40	0,06014	345	481	8	504	25	609	124	8	79
8.1	Innenzone; mit hoher KL	173	70	0,40	14	0,009	0,0794	12	0,609	42	0,05565	369	492	7	483	27	438	148	4	112
8.2	dunkle, mittlere Zone; verblasste, weitständige oszillierende Zonierung	354	60	0,17	27	0,003	0,0787	9	0,624	13	0,05749	93	489	6	492	8	510	35	8	96
8.3	Außenzone; nicht-lumineszierend	1922	91	0,05	144	0,001	0,0811	8	0,639	8	0,05718	34	503	5	502	5	498	13	8	101
10	ererbter Kern; oszillierende Zonierung	463	166	0,36	43	0,002	0,0911	10	0,748	15	0,05952	92	562	6	567	9	586	33	8	96
20	helle Innenzone; planare, oszillierende Zonierung, stellenweise Zonen mit hoher KL	93	43	0,47	8	0,014	0,0756	12	0,610	33	0,05845	286	470	7	483	21	547	107	8	86
22.1	ererbter Kern; gerundet, stark verblasste, planare Bänderung, z.T. mit hoher KL	325	345	1,06	129	0,002	0,3201	37	5,373	95	0,12172	147	1790	18	1881	15	1982	21	8	90
22.2	ererbter Kern; gerundet, nicht-lumineszierend	1495	190	0,13	509	0,001	0,3407	35	5,753	66	0,12249	49	1890	17	1939	10	1993	7	8	95
22.3	heller Randsaum; verblasste oszillierende Zonierung	356	136	0,38	28	0,006	0,0777	9	0,603	15	0,05626	119	483	5	479	10	463	47	8	104

Tab. 4-1 (Forts.): SHRIMP-Analysen von Zirkonen aus dem Bayerischen Wald.

Analyse- nummer	Kurzbeschreibung des analysierten Bereichs	U [ppm]	Th [ppm]	Th/U	Pb [ppm]	f206%	Korrigierte Pb/U-Verhältnisse		Scheinbare Einzelalter [Ma]		Kor. Konk. [%]									
							206/238 ± 1σ	207/235 ± 1σ	206/238 ± 1σ	207/235 ± 1σ										
HBW1-1	Leukokrater Metamagmatit																			
1.1	Innenzone; mit hoher KL	196	112	0,57	16	0,003	0,0768	10	0,593	20	0,05594	164	477	6	473	13	450	65	8	106
1.2	Außenzone; nicht-lumineszierend	2014	258	0,13	147	0,001	0,0770	7	0,606	7	0,05707	34	478	4	481	4	494	13	8	97
2.1	Außenzone; nicht-lumineszierend	3414	421	0,12	249	0,004	0,0763	7	0,591	6	0,05621	26	474	4	472	4	461	10	8	103
2.2	Innenzone; z. T. mit hoher KL, z. T. dunkel rekrystallisiert	138	83	0,61	11	0,002	0,0738	10	0,597	31	0,05871	282	459	6	475	20	556	105	4	82
3.1	ererbter Kern; Relikte oszillierender Zonierung, stellenweise rekrystallisiert	166	65	0,39	17	0,002	0,0999	12	0,849	23	0,06164	137	614	7	624	12	662	48	8	93
3.2	Randsaum; nicht-lumineszierend	803	112	0,14	63	0,021	0,0764	7	0,623	10	0,05914	63	475	4	492	6	572	23	8	83
5	helle Innenzone; verblasste, weitständige oszillierende Zonierung, z. T. mit hoher KL	141	79	0,56	12	0,002	0,0766	10	0,617	23	0,05843	194	476	6	488	14	546	72	8	87
6.1	Innenzone; mit hoher KL, im Zentrum mit nadelförmiger, nicht-lumineszierender Zone	193	143	0,74	16	< 0,001	0,0769	10	0,621	13	0,05856	95	478	6	490	8	551	36	8	87
6.2	Innenzone; mit hoher KL	187	70	0,37	15	0,004	0,0780	10	0,606	18	0,05629	142	484	6	481	11	464	56	8	104
8.1	heller, ererbter Kern; Relikte planarer Strukturen	310	308	0,99	36	0,001	0,0970	11	0,783	24	0,05855	160	597	6	587	14	550	60	8	108
8.2	Randsaum; nicht-lumineszierend	5391	132	0,02	430	< 0,001	0,0872	8	0,684	7	0,05688	17	539	5	529	4	487	6	8	111
9.1	Außenzone; weitständige verblasste Zonierung mit dunklen und nicht-lumineszierenden Zonen	344	35	0,10	25	0,001	0,0785	9	0,622	11	0,05744	78	487	5	491	7	509	30	8	96
9.2	helle Innenzone; stark verblasste oszillierende Zonierung mit nicht-lumineszierenden Domänen	311	71	0,23	24	0,002	0,0794	9	0,619	13	0,05649	94	493	5	489	8	471	37	8	105
10.1	Randsaum; Relikte oszillierender Zonierung und nicht-lumineszierender Domänen	605	138	0,23	43	0,011	0,0694	7	0,533	18	0,05668	172	433	4	434	12	439	69	4	98
10.2	dunkler, ererbter Kern; rekrystallisiert	281	128	0,45	114	0,008	0,3534	37	8,345	102	0,17126	90	1951	18	2269	11	2570	9	8	76
11	Außenzone; verblasste oszillierende Zonierung	245	147	0,60	21	< 0,001	0,0792	9	0,638	19	0,05841	151	491	6	501	12	545	57	8	90
12	Innenzone; mit hoher KL	207	68	0,33	16	0,001	0,0760	9	0,605	16	0,05777	129	472	6	481	10	521	49	8	91
13	Innenzone; weitständige, stark verblasste oszillierende Zonierung, z. T. mit hoher KL	195	63	0,32	15	0,003	0,0775	10	0,599	17	0,05603	131	481	6	477	11	453	52	8	106
14	Innenzone; mit hoher KL und Relikten oszillierender Zonierung	118	47	0,40	10	0,003	0,0786	11	0,601	23	0,05546	184	488	7	478	14	431	74	8	113

4.4 Interpretation

Bei der Interpretation der U-Pb-Datierungen werden zunächst die Alter von ererbten Zirkonkernen, dann die magmatischen Alter und anschließend die Alter von metamorph gebildetem Zirkon behandelt. Die datierten Proben werden dabei jeweils im regionalen Zusammenhang dargestellt.

4.4.1 Ererbte Zirkonkerne

Ererbte Kerne wurden im Rahmen dieser Untersuchungen lediglich in leukokraten Metamagmatiten aus dem Hinteren Bayerischen Wald (HBW31-2, HBW1-1) gefunden. In den Metamagmatiten aus der Umgebung von Passau erbrachten weder Altersbestimmungen noch KL-Untersuchungen Hinweise auf alte, ererbte Kerne. Das Fehlen ererbter Kerne in den untersuchten Proben aus der Umgebung von Passau deutet entweder darauf hin, dass die Quelle der sauren und basischen Magmen keine Zirkone enthielt, oder dass Zirkon-Xenokristalle die partielle Aufschmelzung und/oder den Magmentransport nicht überstanden haben und vollständig aufgelöst wurden.

Die Zirkonkerne der untersuchten leukokraten Metamagmatite des Hinteren Bayerischen Waldes sind mechanisch gerundet, meist auch chemisch resorbiert. Es lassen sich zwei Typen anhand ihrer Alter und der internen Morphologie unterscheiden: Ererbte Kerne mit diskordanten, paläoproterozoisch-archaischen U-Pb-Altern zeigen Rekristallisationserscheinungen und nur vereinzelt Relikte oszillierender Zonierung. Dagegen ist in ererbten Kernen mit mehr oder weniger konkordanten scheinbaren $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Altern zwischen 562 ± 6 und 614 ± 7 Ma eine verblasste oszillierende Zonierung erhalten. Th/U-Verhältnisse zwischen 0,36 und 0,99 weisen auf ursprünglich magmatische Zirkone hin, die zum Teil durch Ausheilung und/oder Rekristallisation überprägt wurden.

Aus den ererbten Kernen wurde für die Proben HBW31-2 und HBW1-1 jeweils eine Regressionsgerade berechnet (Abb. 4-11): Die vier

Kernalter von HBW31-2 definieren zusammen eine Diskordia mit Schnittpunktaltern von 2021 ± 56 Ma und 566 ± 22 Ma (MSWD = 0,49). Eine Diskordia aus den Einzelaltern von drei ererbten Kernen von HBW1-1 liefert Schnittpunktalter von 2698 ± 67 Ma und 605 ± 17 Ma (MSWD = 0,12). Die beiden Regressionsgeraden zeigen mit oberen Schnittpunkten bei 2,02 bzw. 2,70 Ga paläoproterozoische bzw. archaische Alter für die Herkunft der diskordanten Kerne an. Die unteren Schnittpunktalter verweisen auf einen Zeitraum von 560-615 Ma.

Die Interpretation der Kernalter ist wegen der geringen Anzahl von Analysen nicht eindeutig. Drei Szenarien sind möglich:

- (1) Alle Zirkonkerne haben ursprünglich paläoproterozoische und/oder archaische Bildungsalter (≥ 2 Ga) und sind infolge thermischer Ereignisse unterschiedlich stark verjüngt worden. Der jüngste Pb-Verlust müsste demnach jünger als 560 Ma (jüngstes Kernalter) sein.
- (2) Nur die stark rekristallisierten Kerne mit deutlich diskordanten Altern haben ursprünglich paläoproterozoisch-archaische Bildungsalter. Diese Kerne erlitten einen Pb-Verlust bei dem magmatischen Ereignis, das zur Bildung der oszillierend zonierten Kerne mit etwa konkordanten Altern führte und wurden in diese Magmen aufgenommen. Dieses magmatische Ereignis müsste demzufolge älter als der älteste der oszillierend zonierten Kerne sein (≥ 615 Ma), vermutlich panafrikanisch. Anschließend erlitten alle Kerne mindestens einen weiteren Pb-Verlust, der die Streuung der Datenpunkte zur Folge hatte; wahrscheinlich bei der Bildung magmatischer Zirkone und Randsäume um 485 Ma (Kap. 4.4.2). Die beiden Gruppen ererbter Zirkone hätten demzufolge seit dem hypothetischen, panafrikanischen Ereignis eine gemeinsame Entwicklung erfahren.
- (3) In Abwandlung von (2) ist es ebenfalls möglich, dass ursprünglich paläoproterozoisch-archaische Zirkone sowie ursprüng-

lich vermutlich panafrikanische Zirkone keine gemeinsame Vorgeschichte haben. Zirkone aus den beiden hypothetischen Altersgruppen wären demzufolge erst bei dem letzten geochronologisch belegten Ereignis um 485 Ma (Kap. 4.4.2) von den sich bildenden Magmen in der Kruste assimiliert und verjüngt worden. Dabei könnten die Zirkone der beiden hypothetischen Altersgruppen aus verschiedenen Liefergebieten und/oder Krustenabschnitten stammen.

Bei Szenario (1) bleibt die Korrelation zwischen der internen Morphologie und dem Alter der Zirkone unberücksichtigt. Zudem ist schwer vorstellbar, warum die fast vollständig rekristallisierten Kerne nur teilweise Pb-Verluste erlitten (diskordante Alter), während Kerne mit gut erhaltener oszillierender Zonierung fast vollständige Pb-Verluste erlitten haben sollen (etwa konkordante Alter). Aus

diesen Gründen wird Szenario (2) oder (3) als wahrscheinlicher erachtet.

Die untersuchten, ererbten Kerne aus leukokraten Metamagmatiten aus dem Hinteren Bayerischen Wald belegen archaische (2,70 Ga), paläoproterozoische (2,02 Ga) und neoproterozoische (~ 0,6 Ga) Ereignisse (Abb. 4-11). Das Auftreten konkordanter bis schwach diskordanter, neoproterozoischer Kerne mit Altern zwischen etwa 560 und 615 Ma wird als Hinweis auf thermische, vermutlich magmatische Ereignisse aufgefasst.

Die hier datierten, ererbten Kerne fügen sich mit 2,0 und 2,7 Ga ein in das Altersspektrum von etwa 1,7-2,0 Ga, 2,4 Ga, 2,6 Ga und 3,8 Ga für ererbte Kerne aus dem nördlichen Bayerischen Wald und dem Vorderen Bayerischen Wald (Teufel, 1988; Gebauer et al., 1989; Proppach et al., 2000). Hinweise auf neoproterozoische (panafrikanische) Ereignisse geben

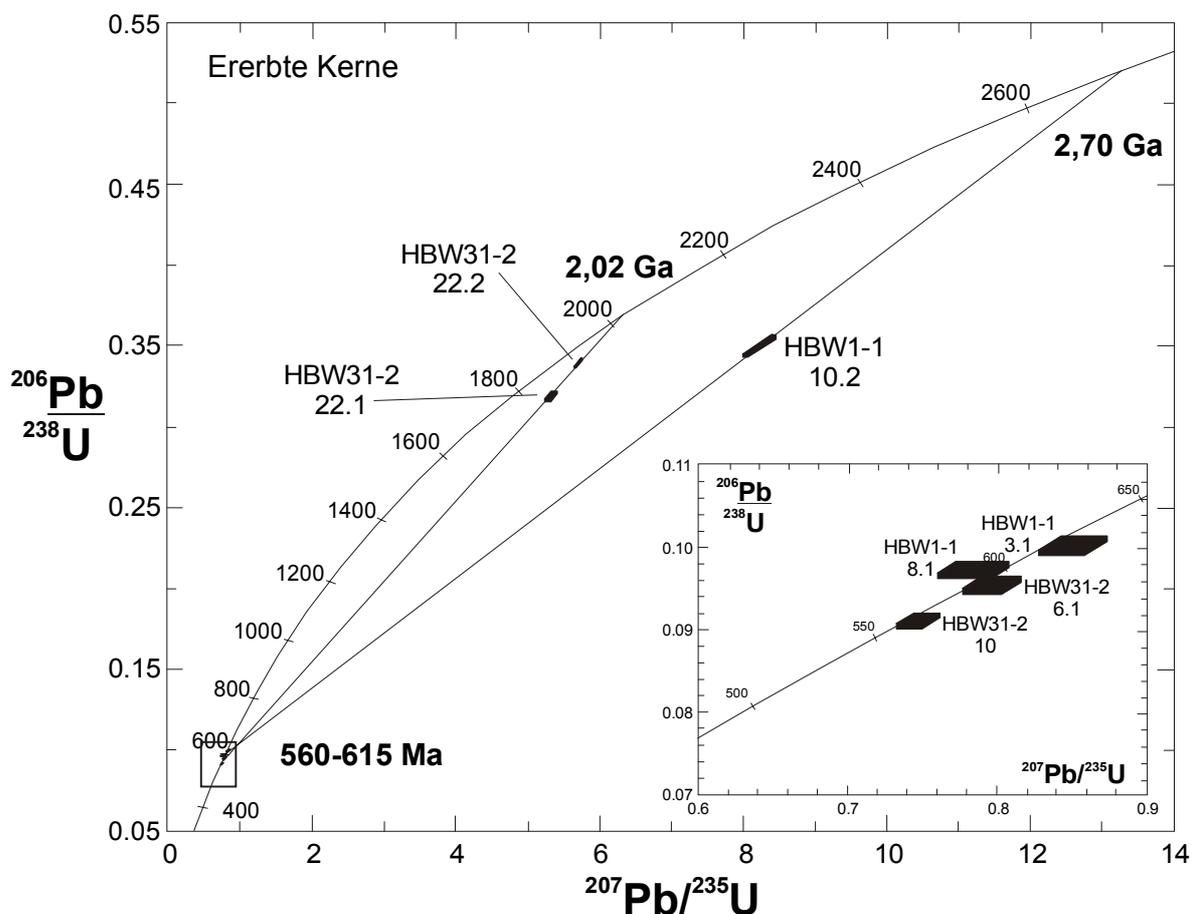


Abb. 4-11: Kondordia-Diagramm mit allen analysierten Zirkonkernen. Die Datenpunkte stammen ausschließlich von leukokraten Metamagmatiten aus dem Hinteren Bayerischen Wald (HBW31-2, HBW1-1). In den untersuchten Metamagmatiten aus der Umgebung von Passau (PA8-2, PA9-3, PA11-1) wurden keine ererbten Kerne festgestellt. Kerne mit neoproterozoischen Altern sind umrahmt und vergrößert dargestellt. Fehler-Polygone mit 1σ .

Grauert et al. (1973, 1974) und Köhler & Müller-Sohnius (1980) um 550-600 Ma überwiegend auf der Grundlage von Rb-Sr-Daten an.

4.4.2 Magmatische Zirkone

Zu den primären Internstrukturen, von denen im Allgemeinen magmatische Alter erwartet werden können, gehören oszillierende Zonierung und strukturlose Innenzonen mit charakteristischen Th/U-Verhältnissen $> 0,3$ (Schaltegger et al., 1999; Vavra et al., 1999; Rubatto et al., 2001). Die Th/U-Verhältnisse von Zirkonen mit oszillierender Zonierung bzw. strukturlosen Innenzonen aus den in der vorliegenden Arbeit untersuchten leukokraten Metamagmatiten sind mit $\text{Th/U} = 0,47-0,95$ höher als die genannten

Werte und stimmen eher mit den von Brown & Fletcher (1999) in nicht-metamorphen, quartären Rhyolith-Zirkonen beschriebenen Werten von $\text{Th/U} \geq 0,5$ überein (Abb. 4-12). Th/U-Verhältnisse zwischen 1,02 und 1,89 von Zirkonen mit oszillierender Zonierung bzw. strukturlosen Innenzonen aus einem Metabasit (Probe PA9-3) entsprechen typischen Werten für Zirkone aus Mafiten (Heaman et al., 1990). Magmatische Primärstrukturen können durch Ausheilung und/oder Rekrystallisation überprägt werden und liegen dann häufig vor als verblasste, oszillierende Zonierung, als Domänen mit extrem hoher KL oder als Domänen mit vollständig unterdrückter KL (Kap. 4.2). Ausheilungsprozesse sind meistens gekennzeichnet

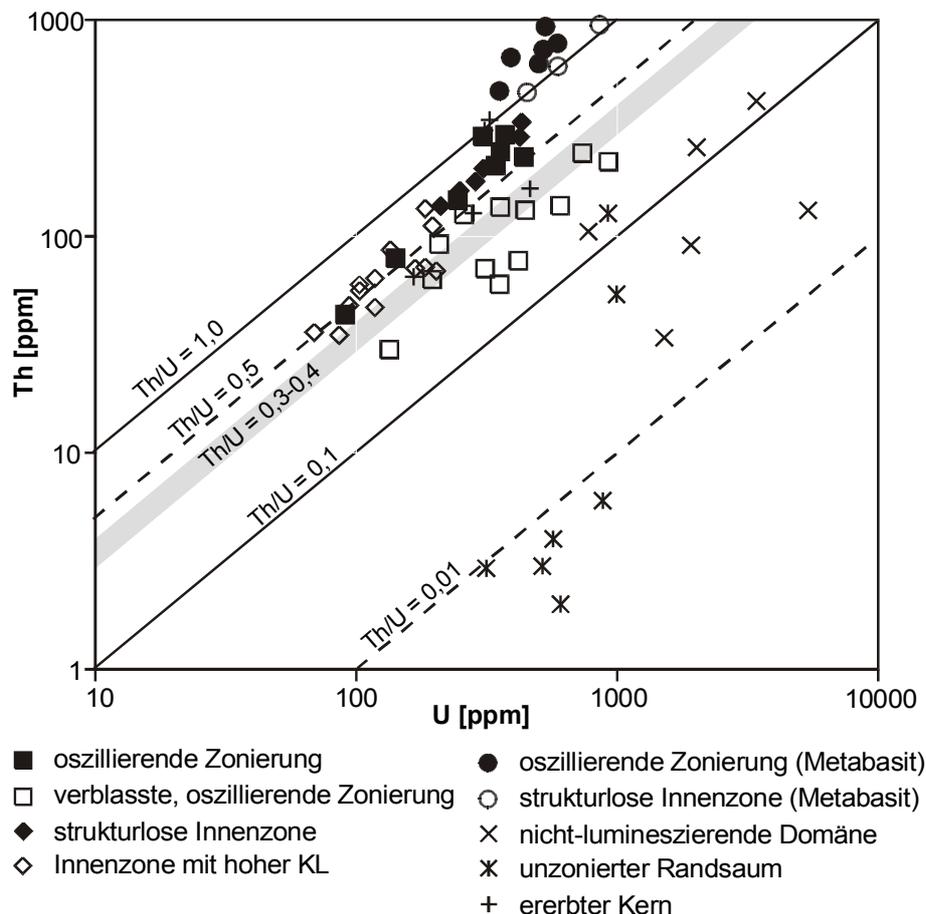


Abb. 4-12: Th- und U-Gehalte verschiedener Zirkondomänen, die mit der SHRIMP II analysiert wurden. Die untersuchten Zirkone stammen aus leukokraten Metamagmatiten, falls nicht anders angegeben.

Zum Vergleich sind $\text{Th/U} = 0,1$ als typischer oberer Wert für metamorph gebildeten Zirkon (Schaltegger et al., 1999; Rubatto et al., 2001; Rubatto, 2002), $\text{Th/U} = 0,3-0,4$ (schattierter Bereich) als charakteristische untere Werte für magmatisch gebildeten Zirkon (Schaltegger et al., 1999; Vavra et al., 1999; Rubatto et al., 2001), $\text{Th/U} = 1,0$ als typischer unterer Wert für magmatischen Zirkon aus Mafiten (Heaman et al., 1990) sowie $\text{Th/U} = 0,5$ und $\text{Th/U} = 0,01$ als weitere im Text diskutierte Werte angegeben. Die Messunsicherheiten (1σ) bei den Konzentrationsbestimmungen liegen für Th bei $\pm 3\%$ und für U bei $\pm 5\%$ (Kennedy, 2000); sie sind graphisch nicht dargestellt.

durch Th/U-Verhältnisse zwischen magmatischen und metamorphen Werten (0,1-0,4), während für rekristallisierte Bereiche deutlich niedrigere Th/U-Verhältnisse ($< 0,1$) typisch sind (Vavra et al., 1996; Williams et al., 1996; Schaltegger et al., 1999; Rubatto & Gebauer, 2000). Die untersuchten Zirkone sind unterschiedlich stark von Ausheilung betroffen und zeigen auch innerhalb einer Population verschiedene Stadien verblasster Primärstrukturen. Die Th/U-Verhältnisse spiegeln mit Werten von 0,17-0,49 diese progressive Ausheilung primärer Strukturen wider. Die Th/U-Verhältnisse ($\text{Th/U} < 0,5$) streuen unterhalb typisch magmatischer Werte (Abb. 4-12). Zirkone mit stark lumineszierenden Innenzonen haben mit Th/U-Verhältnissen zwischen etwa 0,33 und 0,74 Charakteristika einer magmatischen Bildung, die unterschiedlich stark sekundär überprägt wurde. Nicht-lumineszierende Außenzonen, die in Verbindung mit stark lumineszierenden Innenzonen auftreten, weisen Th/U-Verhältnisse von 0,12-0,17 auf. Relikte oszillierender Zonierung legen nahe, dass es sich hier um ursprünglich magmatische Zirkone handelt, die stark überprägt wurden. Th/U-Verhältnisse $> 0,1$ deuten auf Ausheilungsprozesse hin (Schaltegger et al., 1999)

Ausgeheilte und rekristallisierte Domänen sind extrem stabil gegenüber späterem Pb-Verlust und liefern in der Regel konkordante U-Pb-Alter; ein derartiges Alter datiert das Ausheilungs- bzw. Rekristallisationsereignis, das entweder unmittelbar nach der Kristallisation oder bei einer späteren Metamorphose stattgefunden haben kann (Pidgeon, 1992).

Umgebung von Passau (PA8-2, PA9-3, PA11-1)

Zirkone des leukokraten Metamagmatits PA11-1 und des Metabasits PA9-3 haben beide ähnliche Internstrukturen und werden deshalb gemeinsam diskutiert. An den beiden Metamagmatiten wurden identische, geologisch signifikante mittlere Alter von 549 ± 7 Ma und 549 ± 6 Ma ermittelt ($\chi^2 \leq 1,5$; Kap. 3.2). Die datierten Zirkone beider Proben zeigen neben

primären, magmatischen Internstrukturen (oszillierende Zonierung, strukturlose Innenzonen) auch sekundäre Strukturen (verblasste oszillierende Zonierung, rekristallisierte Domänen). Die Einzelalter der primären, magmatischen und der verblassten, primären Domänen sind innerhalb der Fehlergrenzen identisch. Hieraus ist zu folgern, dass die in KL-Bildern sichtbare Ausheilung bzw. Rekristallisation das U-Pb-System nicht zurückgesetzt hat, und im rekristallisierten Zirkon die gleiche Altersinformation erhalten blieb wie im nicht rekristallisierten Zirkon. Alternativ könnte die Ausheilung bzw. Rekristallisation während oder kurz nach der magmatischen Kristallisation erfolgt sein, und ein Einfluss auf das U-Pb-System ist analytisch nicht auflösbar. Die geringe Streuung der Datenpunkte spricht dafür, dass die mittleren Alter die magmatische Kristallisation datieren.

Bei einem weiteren leukokraten Metamagmatit aus der Umgebung von Passau (PA8-2) definierten Zirkonkerne mit extrem hoher KL ein konkordantes, mittleres Alter von 555 ± 12 Ma. Dieses mittlere Alter ist mit $\chi^2 = 1,00$ geologisch signifikant. Relikte planarer Wachstumszonierung und Th/U-Verhältnisse zwischen 0,40 und 0,58 belegen eine ursprünglich magmatische Herkunft der Kerne.

Die extrem hohe KL stellt eine sekundäre Erscheinung dar. Die Frage, wann die ursprünglich magmatischen Zirkone sekundär überprägt wurden, um 555 Ma oder während eines nachfolgenden, thermischen Ereignisses, wird nachfolgend diskutiert:

Die stark lumineszierenden, etwa 555 Ma alten Kerne sind von deutlich jüngeren, schwach bzw. nicht-lumineszierenden Randsäumen (ca. 320 Ma, Kap. 4.4.3) umgeben und werden von schlauchförmigen, nicht-lumineszierenden Domänen resorbiert.

Die relativ hohen Th/U-Verhältnisse der Kerne sprechen gegen eine Rekristallisation durch externe (metamorphe oder hydrothermale) Fluide. Ein vollständiges Zurücksetzen der U-Pb-Systeme von hypothetischen prä-555 Ma-

Kernen während eines metamorphen oder hydrothermalen Ereignisses um 555 Ma wird aus diesem Grund als wenig wahrscheinlich erachtet. Dagegen spricht zudem das Fehlen derartiger älterer Kerne in den Proben PA11-1 und PA9-3, die in der Nähe vorkommen. Die Th/U-Verhältnisse weisen eher auf eine Ausheilung ursprünglich magmatischer Kerne (Pidgeon et al., 1998) oder auf eine Rekristallisation durch Restschmelzen oder spätmagmatische Fluide (Nemchin & Pidgeon, 1997) hin. Beide Prozesse können auch während und/oder unmittelbar nach der Kristallisation im abkühlenden Magma stattfinden. Demzufolge kann das mittlere Alter von 555 ± 12 Ma aufgefasst werden als Mischalter zwischen der magmatischen Kristallisation und einer unmittelbar anschließenden Ausheilung bzw. einer Rekristallisation durch (spät)magmatische Fluide oder Restschmelzen.

Vollständig überprägte, stark lumineszierende Kerne sind auf Probe PA8-2 beschränkt; die Zirkonerne der beiden anderen, altersgleichen Proben (PA11-1, PA9-3) zeigen nur selten kleine Domänen mit hoher KL, die zum Teil vom Randsaum ausgehend nach innen fortschreiten. Diese KL-Erscheinungen sprechen für eine Ausheilung bzw. Rekristallisation während der Bildung der Randsäume, also um 320 Ma. Die deutlich stärkere Rekristallisation bei PA8-2 (gegenüber PA11-1 und PA9-3) könnte zusammenhängen mit einer intensiveren, metamorphen (?anatektischen) Überprägung dieses Vorkommens, die durch einen höheren Leukosomanteil bei PA8-2 dokumentiert ist. Diese Interpretation impliziert, dass bei einer Ausheilung bzw. Rekristallisation um 320 Ma das U-Pb-System der Kerne nicht zurückgesetzt wurde, d.h. dass kein signifikanter Pb-Verlust stattfand, und dass die ursprüngliche Altersinformation von ~ 555 Ma erhalten blieb. Die Erhaltung von ursprünglichen Altersinformationen trotz hochgradiger Überprägung stellen Möller et al. (2002) bei SHRIMP-Datierungen an Zirkonen aus granulitfaziellen Gneisen aus SW-Norwegen fest und vermuten, dass thermisch angetriebene Pb-Diffusion zumindest unter gra-

nulitfaziellen Bedingungen kein bedeutender Mechanismus für Pb-Mobilität in natürlichen Zirkonen ist.

Hinterer Bayerischer Wald (HBW31-2, HBW1-1)

KL-Aufnahmen von Zirkonen der leukokraten Metamagmatite HBW31-2 und HBW1-1 zeigen bei beiden Proben ähnliche, typische Internstrukturen. Zum einen sind nur in diesen Proben ererbte Kerne gefunden worden, zum anderen weisen Zirkone beider Proben charakteristische stark lumineszierende, U-arme Innenzonen (bzw. innere Randsäume) und nicht-lumineszierende, U-reiche Außenzonen (bzw. äußere Randsäume) jeweils mit Relikten oszillierender Zonierung auf. Diese Relikte oszillierender Zonierung und Th/U-Verhältnisse zwischen 0,12 und 0,74 belegen eine unterschiedlich starke Überprägung ursprünglich magmatischer Zirkone. In den hellen Innenzonen erfolgte die Überprägung ausgehend von dunklen Außenzonen sowohl transgressiv als auch zonengebunden. Transgressive Grenzen sprechen eher für eine Rekristallisation als Mechanismus der Überprägung, während die Th/U-Verhältnisse der nicht-lumineszierenden Außenzonen mit 0,12-0,17 und der überprägten Innenzonen mit 0,33-0,74 gegen die Beteiligung hydrothermalen oder metamorpher Fluide sprechen. Es ist daher davon auszugehen, dass eine Rekristallisation der Innenzonen durch (spät)magmatische Fluide oder Restschmelzen erfolgte (Nemchin & Pidgeon, 1997), zeitgleich mit der Kristallisation der dunklen Außenzonen.

Das mittlere Alter des leukokraten Metamagmatits HBW31-2 von 486 ± 7 Ma, das sowohl an Innen- als auch an Außenzonen ermittelt wurde, repräsentiert demnach die magmatische Kristallisation.

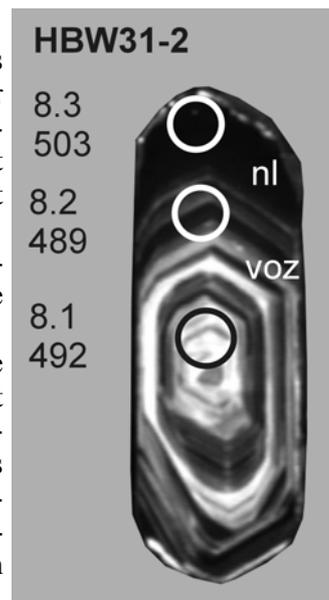
An hellen Innenzonen und dunklen Außenzonen von HBW1-1 wurde ein konkordantes mittleres Alter von 480 ± 6 Ma bestimmt. Die erhöhte Streuung der Daten mit $\chi^2 = 1,59$ weist allerdings auf geologische Störfaktoren hin. Das mittlere Alter wird als Mischalter zwischen magmatischer Kristallisation und (spät)magma-

tischer Rekristallisation angesehen und stellt damit ein Minimalalter für die Kristallisation dar. Die Häufung der Datenpunkte auf der Konkordia spricht dafür, dass beide Prozesse etwa gleichzeitig bzw. in enger zeitlicher Abfolge abliefen.

Ein besonderes Phänomen in den Zirkonpopulationen von HBW31-2 und HBW1-1 sind breite, unzonierte, nicht-lumineszierende Randsäume mit sehr hohen U- und Pb-Gehalten sowie niedrigen Th/U-Verhältnissen.

Der nicht-lumineszierende Randsaum eines Zirkons der Probe HBW31-2 hat ein konkordantes scheinbares Alter von 503 ± 5 Ma, das wenige Ma älter ist als zwei im Innern dieses Zirkons an oszillierend zonierten Domänen bestimmte scheinbare Alter von 492 ± 7 bzw. 489 ± 6 Ma (Abb. 4-13).

Abb. 4-13:
KL-Aufnahme eines Zirkons mit scheinbarer Altersumkehrung (leukokrater Metamagmatit HBW31-2, Korn 8) mit Analysepunkt-Nummer sowie dem $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter in Ma. Weitere Erläuterungen im Text. Der von der Ionensonde analysierte Bereich ist durch einen Kreis markiert, dessen Radius dem Radius des Ionenstrahls von $25 \mu\text{m}$ entspricht. Abkürzungen wie in Abb. 4-4.



Ein Beispiel für scheinbare Altersumkehrung beschreiben Bodorkos et al. (2000) und mutmaßen, dass diese scheinbare Altersumkehrung in ihrem Beispiel zusammenhängen könnte mit der stark buchtigen Natur der Grenze zwischen Kern mit hoher KL und Randsaum mit niedriger KL; dies könnte eine mögliche Konsequenz von Zirkonresorption eines Zr-untersättigten Magmas oder Fluids sein. Demnach wäre das U-Pb-System des Kernes möglicherweise während

der Resorption zurückgesetzt und verjüngt worden. Bei Betrachtung der von Bodorkos et al. (2000) angegebenen Th-, U- und Pb-Daten fällt auf, dass Kern und Randsaum ähnliche Gehalte an U und Pb haben, während Th im Randsaum deutlich verarmt ist. In dem Beispiel von Bodorkos et al. (2000) ist also ein Th-Verlust festzustellen, während in dem in vorliegender Arbeit untersuchten Zirkon der Probe HBW31-2 von U- und Pb-Gewinnen ausgegangen werden muss. Gleiches gilt für den nicht-lumineszierenden Randsaum eines Zirkons der Probe HBW1-1. Zudem zeigen die hier untersuchten Zirkone keine Resorptionserscheinungen.

Der nicht-lumineszierende Randsaum eines Zirkons aus Probe HBW1-1 (Analyse 8.2) weist mit 539 ± 5 Ma ein deutlich älteres, revers diskordantes ("überkonkordantes") scheinbares $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter auf als das magmatische, mittlere Alter von 480 ± 6 Ma.

Reverse Diskordanz, d.h. scheinbar überschüssiges Pb relativ zu U, ist ein Phänomen, das bei U-Pb-Isotopenbestimmungen mittels Ionensonde bereits mehrfach beschrieben wurde, während es bei der konventionellen Isotopenverdünnungsanalyse selten vorkommt (McLaren et al., 1994). Als eine mögliche Ursache für reverse Diskordanz und deren Auftreten bei SHRIMP-Analysen wird die hohe räumliche Auflösung der SHRIMP diskutiert, wodurch kleine, revers diskordante Domänen innerhalb eines normalen Zirkons analysiert werden können; demnach wäre die Ursache der reversen Diskordanz das tatsächliche Vorhandensein von überschüssigem, radiogenem Pb (*unsupported Pb*) infolge von lokalem, relativem U-Verlust oder Pb-Gewinn (Williams et al., 1984; Harrison et al., 1987). McLaren et al. (1994) kommen demgegenüber aufgrund mikrostruktureller Untersuchungen an Zirkon zu dem Ergebnis, dass *sputtering*-Effekte bei der SHRIMP-Analyse unter bestimmten Umständen die Messung vermeintlich höherer Pb-Gehalte und somit eine scheinbare Überschätzung des Pb/U-Verhältnisses zur Folge haben können. Die Ursache dieser scheinbaren Überschätzung von Pb infolge von

sputtering-Effekten liegt in Veränderungen der Zirkonmikrostruktur, die durch hohe U-Gehalte hervorgerufen werden können. Nach diesem Modell könnte sich z.B. die Position eines Datenpunktes im Konkordia-Diagramm, der einen realen Pb-Verlust als Folge einer Metamiktisierung erlitten hat (also eigentlich diskordant sein müsste), durch eine scheinbare Überschätzung des Pb/U-Verhältnisses bei der Messung infolge von *sputtering*-Effekten (scheinbarer Pb-Gewinn) in Richtung Konkordia verlagern und zu einem konkordanten oder sogar revers diskordanten Datenpunkt führen (McLaren et al., 1994). Die reverse Diskordanz wäre folglich als Artefakt anzusehen. Williams et al. (1996) übernehmen diese Erklärung bei der Interpretation ihrer Datierungen und ziehen den Schluss, dass die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von revers diskordanten Datenpunkten geologisch signifikante Alter ergeben können.

Die beiden hier beschriebenen, nicht-lumineszierenden Randsäume haben Th-Gehalte von 91-132 ppm, hohe Gehalte an U (1922-5391 ppm) und Pb (144-430 ppm) sowie niedrige Th/U-Verhältnisse von 0,02-0,05. Die niedrigen Th/U-Verhältnisse verweisen auf die Beteiligung von Fluiden oder spätmagmatischen Restschmelzen bei der Bildung (Williams et al., 1996). Die konkordanten und revers diskordanten Datenpunkte dieser U- und Pb-reichen, nicht-lumineszierenden Randsäume werden als Ergebnis einer scheinbaren Überschätzung des Pb/U-Verhältnisses bei der Messung aufgefasst. Aus diesem Grund werden die scheinbaren $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter der nicht-lumineszierenden Randsäume von 498 ± 13 Ma (HBW31-2, 8.3) und 487 ± 6 Ma (HBW1-1, 8.2) als Hinweise auf das wahrscheinliche Kristallisationsalter angesehen. Beide Alter sind innerhalb der Fehlergrenzen identisch mit den mittleren, magmatischen Altern der Proben HBW31-2 und HBW1-1.

Ungeklärt ist allerdings, woher die hohen U-Gehalte kommen, die vermutlich die Veränderungen der Zirkonmikrostruktur hervorgerufen haben. Eine selektive Verlagerung von U aus dem Inneren des Zirkons nach außen wird als

wenig wahrscheinlich angesehen, da aus dem Volumen des Zirkoninnern U nicht in ausreichender Menge bereitgestellt werden kann. Möglicherweise ist dem äußeren Randsaum durch angereicherte Restschmelzen oder (spät-)magmatische Fluide U zugeführt worden, während Th in Th-haltige Minerale eingebaut wurde (Monazit tritt akzessorisch auf). Diese Fluide oder Restschmelzen dürften nicht Zr-untersättigt gewesen sein, da das Zirkoninnere keine Resorptionserscheinungen zeigt. Da magmatische Zirkone beider Proben Hinweise auf (spät)magmatische Rekristallisation durch Restschmelzen geben, ist zu vermuten, dass die U-reichen Randsäume ebenfalls aus angereicherten Restschmelzen oder spätmagmatischen Fluiden gebildet wurden.

Diskussion der magmatischen Alter

Aufgrund der oben beschriebenen magmatischen Zirkonalter sowie ihrer Internstrukturen lassen sich die hier datierten Metamagmatite aus dem Bayerischen Wald in zwei Gruppen einteilen:

Die datierten Proben aus der Umgebung von Passau haben magmatische Alter von 555 ± 12 Ma (PA8-2), 549 ± 7 Ma (PA11-1) und 549 ± 6 Ma (PA9-3). Diese Alter sind innerhalb der Fehlergrenzen identisch und werden als magmatische Bildungsalter der leukokraten Metamagmatite und des Metabasits um 550 Ma im oberen Vendium angesehen. Die Internstrukturen (strukturlose Innenzonen und oszillierend zonierte Außenzone) und die geringe Streuung der Datenpunkte deuten auf eine magmatische Kristallisation, die kinetisch schnell ablief, sowie auf eine rasche Abkühlung der Magmen hin.

An magmatischen Zirkonen von leukokraten Metamagmatiten aus dem Hinteren Bayerischen Wald wurde ein Kristallisationsalter von 486 ± 7 Ma (HBW31-2) und ein Mischalter zwischen Kristallisation und vermutlich (spät)magmatischer Rekristallisation von 480 ± 6 Ma (HBW1-1) ermittelt. Innerhalb der Fehlergrenzen sind diese Alter identisch und belegen ein magmatisches Ereignis im Unterordovizium.

Als wahrscheinliches Alter des Magmatismus wird ~ 485 Ma erachtet. Die Internstrukturen sind geprägt von sekundären Erscheinungen, die während einer vergleichsweise langsamen Abkühlung des Magmas entstanden sind, vermutlich in einer Magmenkammer.

Über Altersbestimmungen an Metamagmatiten, die mit den hier untersuchten Proben vergleichbar sind, berichten bisher lediglich Mielke et al. (1996): An Zirkonen aus sauren Metavulkaniten aus dem südlichen Oberpfälzer Wald und dem Künischen Gebirge wurden U-Pb-SHRIMP-Alter von 472 ± 6 bzw. 474 ± 7 Ma ermittelt. Diese magmatischen Alter sind innerhalb der Fehlerintervalle identisch und chronostratigraphisch ins Arenig einzuordnen (Chronostratigraphische Tabellen, Anhang 10.3). Die mittleren Alterswerte liegen an der Grenze Unter-/Mittelordovizium (473 Ma; Webby et al., 2001); einer der beiden mittleren Alterswerte fällt mit 472 Ma formal ins Mittelordovizium, der andere (474 Ma) ins Unterordovizium. Eine chronostratigraphische Unterscheidung zwischen den beiden altersgleichen, sauren Metavulkaniten ist jedoch weder geologisch noch im Hinblick auf die Messgenauigkeit sinnvoll. Daher werden die Alter der beiden Proben als unterordovizisch zusammengefasst. Mielke et al. (1996) geben für diese Altersbestimmungen weder Originaldaten noch KL-Aufnahmen an, so dass ein detaillierter Vergleich der Datierungen nicht möglich ist.

Bei Zirkon-Datierungen an Paragneisen und Anatexiten aus dem Vorderen Bayerischen Wald stellen Propach et al. (2000) keine direkten Hinweise auf unterordovizische, magmatische Ereignisse fest. Diskordante Zirkonalter eines nebulitischen Gneises deuten jedoch auf ein Zurücksetzen des U-Pb-Systems und damit auf ein thermisches Ereignis im Ordovizium hin (Propach et al., 2000).

Aus den bisher vorliegenden geochronologischen Daten aus der Umgebung von Passau, aus dem Hinteren Bayerischen Wald, aus dem südlichen Oberpfälzer Wald und aus dem Künischen

Gebirge ist die regionale Verbreitung von Gebieten mit obervendischem (~ 550 Ma) und unterordovizischem (~ 485 - 475 Ma) Magmatismus im Bayerischen Wald nicht gesichert zu erschließen (Abb. 6-5). Die regionale Verteilung der bisher datierten Vorkommen – obervendischer Magmatismus in der Umgebung von Passau, südwestlich der Bayerischer Pfahlscherzone sowie unterordovizischer Magmatismus im Hinteren Bayerischen Wald, im Künischen Gebirge und im südlichen Oberpfälzer Wald, nordöstlich der Bayerischer Pfahlscherzone – könnte einerseits als Hinweis darauf gewertet werden, dass große, NW-SE-streichende Transformstörungen (Bayerischer Pfahlscherzone, Rundinger Scherzone, Aicha-Halser Nebenpfahl) die Grenzen zwischen Krustenteilen mit unterschiedlich altem Magmatismus repräsentieren. Andererseits ist eine N-S-Verteilung von unterschiedlich alten Krustenteilen mit W-E-verlaufenden Grenzen gleichermaßen mit den bisher vorliegenden Daten vereinbar. Fischer (1938) stellt bereits fest, dass im Molданubikum des Bayerischen Waldes ältere, prä- bis frühvariszische Strukturen (z.B. Faltenstrukturen) meist W-E orientiert sind, während jüngere, variszische Strukturen NW-SE streichen.

Ebenfalls ungeklärt ist derzeit wegen der geringen Datendichte, ob es Gebiete gibt, in denen beide magmatische Phasen dokumentiert sind.

4.4.3 Metamorph gebildete Zirkone

In der Umgebung von Passau sind an metamorph gebildeten Randsäumen von Zirkonen zweier leukokrater Metamagmatite identische, konkordante mittlere Alter von 319 ± 5 Ma (PA8-2) und 316 ± 10 Ma (PA11-1) ermittelt worden; ein einzelnes Randsaumalter eines Zirkons des Metabasits (PA9-3) von 313 ± 5 Ma fügt sich zwanglos in diesen Zeitrahmen ein.

Die Zirkone der leukokraten Metamagmatite aus der Umgebung von Passau sind gekennzeichnet durch zwei Randsäume. Die inneren Randsäume sind gering bis nicht-lumineszierend; sie enthalten oft Inhomogenitäten (?Mineraleinschlüsse) und resorbieren die Kerne. Die

äußeren Randsäume sind meist unzoniert, mit mittlerer bis hoher Kathodolumineszenz und häufig buchtigen Grenzen zum Kern bzw. zum inneren Randsaum; selten sind stark verblasste Relikte oszillierender Zonierung erkennbar. Unzonierte Randsäume sind gekennzeichnet durch extrem niedrige Th-Gehalte und Th/U-Verhältnisse $< 0,18$, meistens sogar $< 0,01$ (Abb. 4-12). Randsäume mit stark verblasster oszillierender Zonierung weisen demgegenüber Th/U-Verhältnisse zwischen 0,14 und 0,33 auf. In den Randsäumen sind zwei Bildungsphasen dokumentiert. Aufgrund charakteristischer Internstrukturen und Th-U-Gehalte ist bei den äußeren Randsäumen von einer Rekristallisation von präexistentem Zirkon durch Fluide unter amphibolit- oder eklogitfaziellen Bedingungen auszugehen (Rubatto et al., 1999; Schaltegger et al., 1999; Rubatto, 2002). Die inneren, schwach bis nicht-lumineszierenden Randsäume sind nur in leukokraten Metamagmatiten ausgebildet; sie gleichen in ihrer Internstruktur und ihren Th/U-Verhältnissen Zirkonen, die Williams (2001) aus Leukosomen von Anatexiten beschreibt. Besonders ausgeprägt sind schwach lumineszierende, innere Randsäume in Probe PA8-2, bei der schon im Handstück ein hoher Anteil an Leukosomschlieren auffällt. Ein weiterer Hinweis auf eine anatektische Bildung der inneren Randsäume ist die Resorption der Kerne (Vavra et al., 1996). Die von Vavra et al. (1996, 1999) und Schaltegger et al. (1999) an Zirkonen aus Metapeliten als typisch für granulitfazielle bis anatektische Wachstumsbedingungen beschriebenen radialen und *fir-tree* Sektorzonierungen wurden in den untersuchten Zirkonen nicht festgestellt. Möglicherweise sind diese Strukturen aufgrund von Unterschieden in der Gesamtgesteinszusammensetzung eher typisch für hochmetamorphe Metapelite und nicht für leukokrate Metamagmatite.

Aussagen über das Alter der beiden durch KL-Aufnahmen belegten Randsäume sind nur unter Vorbehalt möglich, da nur in wenigen Fällen der Ionenstrahl vollständig auf eine Zone gesetzt werden konnte. Die meisten Einzelalter

stellen wegen der geringen Breite der einzelnen Randsäume Mischungen zwischen innerem und äußerem Randsaum dar. Die Alter der Mischungen streuen je nach Mischungsverhältnis zwischen 314 ± 4 und 326 ± 3 Ma. Eine Analyse (PA11-1, Analyse 13) ist eine Mischung zwischen einem nicht-lumineszierenden, inneren Randsaum und dem Kern; sie liefert mit einem scheinbaren Alter von 331 ± 3 Ma das höchste Einzelalter in dieser Gruppe. Drei Analysen lassen sich eindeutig dem äußeren Randsaum zuordnen (PA11-1 Analysen 1.2 und 3.2, PA9-3 Analyse 18) und ergeben Alter zwischen 309 ± 4 und 313 ± 5 Ma.

Anhand dieser wenigen Daten lässt sich vermuten, dass die inneren Randsäume auf eine möglicherweise anatektische Phase um 320-330 Ma hinweisen, während um 310 Ma eine Rekristallisation durch metamorphe Fluide in den äußeren Randsäumen angenommen wird. Das Fehlen anatektisch gebildeter, innerer Randsäume im Metabasit (PA9-3) widerspricht dieser Interpretation nicht, da es hier aufgrund des Gesteinschemismus und des Mineralbestandes nicht zu nennenswerter partieller Aufschmelzung kam.

Die für die inneren Randsäume vermuteten Alter um 320-330 Ma fallen mit dem Höhepunkt der variszischen LPHT-Metamorphose zusammen (U-Pb-Datierungen an Monazit; Grauert et al., 1974; Teufel, 1988; Kalt et al., 1997; Propach et al., 2000). Demgegenüber zeigt eine U-Pb-Datierung an Monazit aus der Umgebung von Passau mit 311 ± 2 Ma (Propach et al., 2000) das gleiche, jüngere Alter wie die oben beschriebenen, metamorph gebildeten, äußeren Randsäume von Zirkonen. Die Bildung von Monazit und Zirkon um 310 Ma in der Umgebung von Passau scheint nach den bisher bekannten Daten eine lokale Besonderheit zu sein. Möglicherweise wurde dort das Fluid-Regime durch große Störungen in der näheren Umgebung (Donau-Störung, Aichalser Nebenpfahl) beeinflusst, und die Rekristallisation von Zirkon (und die Bildung von Monazit) durch metamorphe Fluide ermöglicht.

In den datierten leukokraten Metamagmatiten aus dem Hinteren Bayerischen Wald (HBW31-2, HBW1-1) sind durch Zirkone keine direkten geochronologischen Hinweise auf die variszische Metamorphose gefunden worden.

Scheinbare Alter verjüngter, ursprünglich magmatischer Zirkone streuen zwischen 430 und 460 Ma. Wegen der geringen Krümmung der Konkordia in diesem Abschnitt lassen sich keine Schnittpunktalter bestimmen. Es ist zu vermuten, dass Pb-Verluste im Zuge der durchgreifenden, variszischen LPHT-Metamorphose erfolgten. Geochronologische Hinweise auf thermische Ereignisse im nördlichen Bayerischen Wald während der variszischen Metamorphose liefern eine Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteins-Isochrone mit $323,5 \pm 3,3$ Ma (Kap. 6.2), ein an einem Metasomatit aus der Sulfidlagerstätte Bodenmais ermitteltes SHRIMP-Zirkonalter von 324 ± 5 Ma (Teipel et al., 2002) sowie U-Pb-Datierungen an Monazit um 316-326 Ma (Grauert et al., 1974; Teufel, 1988; Kalt et al., 1997) und Biotit-Abkühlalter zwischen ~ 310 und 320 Ma (Grauert et al., 1974; Mielke, 1990; Ihlenfeld et al., 1998). Denkbar ist jedoch auch, dass Pb-Verluste während eines mittel- bis oberdevonischen MP-Ereignisses um 380 Ma (Teufel, 1988; Ihlenfeld et al., 1998) oder während eines silurischen HP-Ereignisses um 425 Ma (von Quadt & Gebauer, 1988, 1993) stattfanden.

5. Geochemische Untersuchungen

Geochemische Analysen liegen vor von 39 leukokraten Gneis- und vier Metabasit-Proben. Die Probennahmelokalitäten und chemischen Analysen sind in Anhang 10.1 und 10.2 aufgeführt. Die Datensätze enthalten teilweise unterschiedliche Elemente, da die Analytik (Kap. 3.3) in verschiedenen Labors mit unterschiedlichen Analysemethoden erfolgte. Hieraus ergeben sich zum Teil Darstellungen mit unterschiedlicher Probenanzahl bzw. mit fehlenden Elementen.

5.1 Hinweise auf Alteration in den untersuchten Proben

Die geologische Entwicklung der Gesteine im Moldanubikum des Bayerischen Waldes mit hochgradigen Metamorphosen sowie Verwitterungsprozessen infolge von Heraushebungen lässt auf sekundäre Stoffverschiebungen der ursprünglichen geochemischen Zusammensetzungen schließen. Der primäre magmatische Mineralbestand wurde in metamorphe Paragenesen umgewandelt, die stellenweise weitere Alterationserscheinungen (z.B. Chloritisierung von Biotit) zeigen. Sekundäre Stoffverschiebungen metamorpher bzw. post-metamorpher Natur werden als Alteration zusammengefasst und kurz evaluiert:

Glühverluste (*loss on ignition*, LOI) können als Indikatoren für Volatilgehalte von Gesteinen angesehen werden. Die Glühverluste von in dieser Arbeit untersuchten Proben liegen mit etwa 0,4 Gew.-%, teilweise bis zu 1,9 Gew.-%, im Bereich typischer Volatilgehalte nicht alterierter Gesteine (0,3-2 Gew.-% LOI; Beispiele in: Wilson, 1989). Die LOI-Gehalte geben keine Hinweise auf eine durchgreifende, spät- bis post-metamorphe Alteration der metamorphen Paragenesen.

Bei den Alkalien ist von sekundären Stoffverschiebungen auszugehen: Die untersuchten Gesteine haben überwiegend relativ hohe K- und Rb-Gehalte. Insbesondere die K- und Rb-

Gehalte der untersuchten Metabasite sind deutlich höher als bei basischen Magmatiten zu erwarten wäre; erhöhte Sr-Initiale zweier Metabasit-Proben legen zudem eine Störung des Rb-Sr-Systems nahe (Kap. 6.1). Die Variabilität der Sr-Isotopie der untersuchten leukokraten Gneise könnte ebenfalls auf eine Störung des Rb-Sr-Systems hindeuten.

Für die petrogenetische und geotektonische Deutung der untersuchten Proben wird auf Elemente zurückgegriffen, die als weitgehend immobil gelten. Hierzu zählen vor allem die REE (*rare earth elements*, Seltenerdelemente), Zr, Y, Ti, Nb, Ta, Th und P.

5.2 Leukokrate Gneise

Klassifikation

Der Magmencharakter aller untersuchten leukokraten Gneise (Kalifeldspat- und Plagioklas-Gneise) ist mit $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) \geq 1,1$ peraluminös.

Bei den **Kalifeldspat-Gneisen** streuen die SiO_2 -Gehalte zwischen 68,8 und 77,1 Gew.-%. Sie sind geochemisch überwiegend als **Rhyolithe** zu klassifizieren (Winchester & Floyd, 1977; LeMaitre et al., 1989); einzelne Proben liegen im Grenzbereich zu Rhyodaciten (Abb. 5-1 a). Die normativen Anorthit-Albit-Orthoklas-Zusammensetzungen belegen mit einer Ausnahme granitische Zusammensetzungen (Abb. 5-1 b); lediglich Probe PA11-1 liegt im Trondhjemit-Feld. PA11-1 erfüllt die meisten der Kriterien, die Barker (1979) für Trondhjemite angibt (Biotit < 10 %, Al_2O_3 < 14 Gew.-%, $\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO}$ < 3,4, Na_2O 4-5,5 Gew.-%, K_2O < 2,5 Gew.-%); allerdings ist der modale Kalifeldspat-Gehalt mit etwa 20 % höher als gefordert (Kalifeldspat < 10 %), das $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MgO}$ -Verhältnis liegt wegen geringer MgO-Gehalte deutlich über den angegebenen Werten von $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MgO} \approx 2-3$.

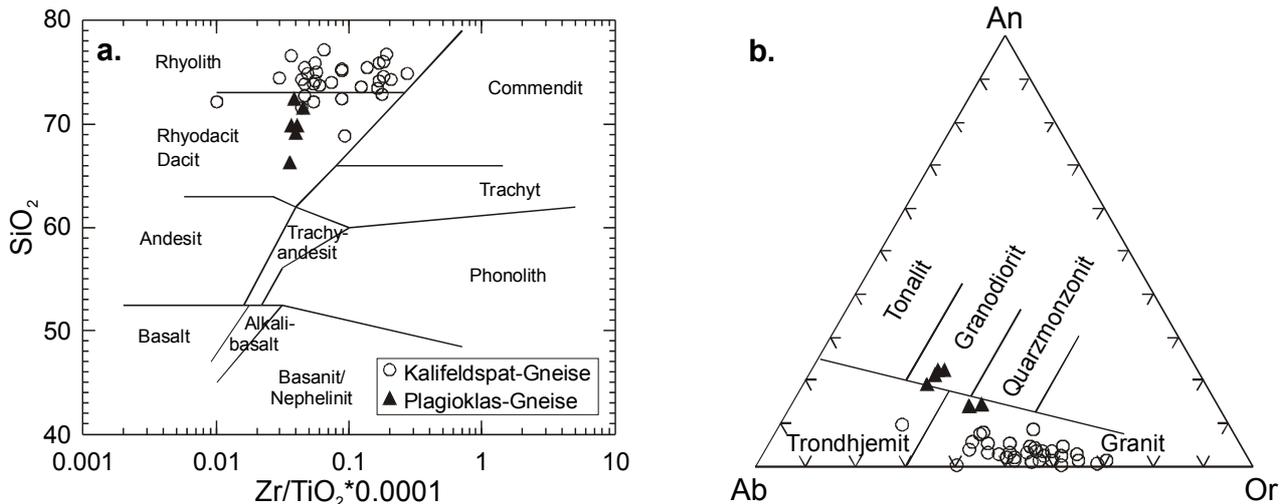


Abb. 5-1: Diagramme zur geochemischen Klassifikation der untersuchten leukokraten Gneise (Kalifeldspat-Gneise und Plagioklas-Gneise).

- SiO_2 -Zr/TiO₂-Diagramm nach Winchester & Floyd (1977). Dem überwiegend rhyolithischen Chemismus der Kalifeldspat-Gneise stehen rhyodacitische bis dacitische Zusammensetzungen der Plagioklas-Gneise gegenüber.
- An-Ab-Or-Diagramm nach O'Connor (1965) mit den normativen Anorthit-Albit-Orthoklas-Zusammensetzungen. Die Kalifeldspat-Gneise zeigen granitische Zusammensetzungen, mit Ausnahme der Probe PA11-1, die im Trondhjemit-Feld liegt (Diskussion im Text). Die Plagioklas-Gneise werden hier überwiegend als Granodiorite eingestuft.

Da die Einteilung im An-Ab-Or-Diagramm (O'Connor, 1965) auf den Alkalien K₂O und Na₂O beruht, ist die Klassifikation von Metamagmatiten in diesem Diagramm kritisch zu betrachten (Rollinson, 1993). Nach zirkontypologischen Untersuchungen (Kap. 4.1) ist PA11-1 im Überlappungsbereich zwischen kalkalkalischen und tholeiitischen Granitoiden einzustufen und zeigt damit eine Sonderstellung unter den untersuchten leukokraten Gneisen. Im Bayerischen Wald sind Trondhjemit bisher nicht beschrieben worden; sie kommen jedoch im moldanubischen Teil des Schwarzwaldes zusammen mit Tonaliten und Graniten vor (Wimmenauer, 1984; Chen, 1999).

Die **Plagioklas-Gneise** haben SiO_2 -Gehalte zwischen 66,3 und 72,4 Gew.-%. Geochemisch sind die Plagioklas-Gneise als **Rhyodacite** bzw. überwiegend als **Granodiorite** anzusprechen (Abb. 5-1 a, b).

REE- und Elementverteilungsmuster

Bei den in dieser Arbeit untersuchten leukokraten Gneisen lassen sich grundsätzlich zwei verschiedene geochemische Typen unterscheiden:

- Leukokrate Gneise mit vergleichsweise hohen Gehalten an REE und HFSE (*high field strength elements*), negativen oder fehlenden P-Anomalien und meist negativen Eu-Anomalien. Eine weitere Unterteilung dieser leukokraten Gneise erfolgt aufgrund ihrer regionalen Verbreitung, ihres Mineralbestandes (Kap. 2.2.1) und ihres Alters (Kap. 4.3) (Gruppe I bis IV). Einige Proben lassen sich regional und geochemisch keiner der vier Gruppen zuordnen, für die Altersinformationen vorliegen; diese Proben werden in einer eigenen Gruppe zusammengefasst (Gruppe V).
- Leukokrate Gneise mit relativ niedrigen Gehalten an REE und HFSE, positiven P-Anomalien sowie meist positiven Eu-Anomalien (Gruppe VI). Für diese Gruppe existieren keine Altersangaben; sie wird nur untergeordnet behandelt.

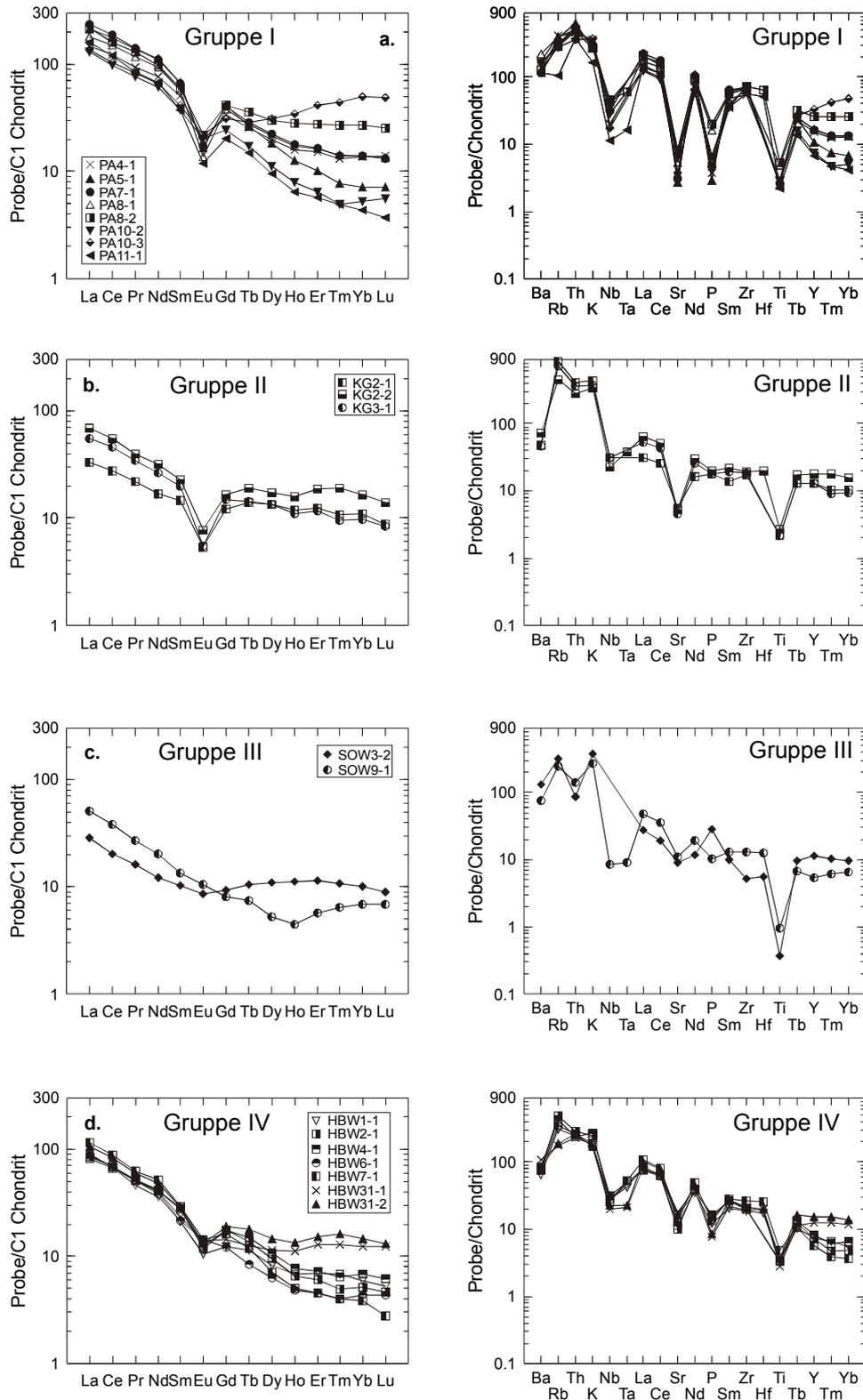


Abb. 5-2: REE- und Elementverteilungsmuster von leukokraten Gneisen (Kalifeldspat- und Plagioklas-Gneise) der Gruppen I bis IV. Die Einteilung dieser Gruppen beruht auf der regionalen Verbreitung, dem Mineralbestand und den Protolith-Altern der leukokraten Gneise. Linke Spalte: C1-Chondrit-Normierung nach Boynton (1984); rechte Spalte: Chondrit-Normierung nach Thompson (1982). Bei einigen Proben wurden Nb, Ta, Zr und/oder Hf nicht analysiert.

a. Gruppe I: Kalifeldspat-Gneise (~ 550 Ma) aus der Umgebung von Passau, nördlich der Donau.

b. Gruppe II: Kalifeldspat-Gneise (~ 475 Ma) aus dem Künischen Gebirge (Rittsteig - Lam).

c. Gruppe III: Kalifeldspat-Gneise (~ 475 Ma) aus dem südlichen Oberpfälzer Wald (Waldmünchen - Rötz).

d. Gruppe IV: Plagioklas-Gneise (~ 485 Ma) aus dem Hinteren Bayerischen Wald (Bodenmais - Freyung).

Gruppe I: Kalifeldspat-Gneise mit rhyolithischem Chemismus aus der Umgebung von Passau (nördlich der Donau, einschließlich Haibach) stellen geochemisch eine relativ homogene Gruppe dar (Abb. 5-2 a). An zwei dieser Kalifeldspat-Gneise wurden magmatische Alter von ~ 550 Ma bestimmt (Kap. 4.3). Die LREE (*light* REE: La-Eu) sind angereichert und fraktioniert ($(La/Sm)_{CN}^{(1)}$: 2,9-4,3); die HREE (*heavy* REE: Gd-Lu) sind unterschiedlich stark fraktioniert ($(Gd/Yb)_{CN}$: 0,6-5,8). Eu-Anomalien sind negativ ausgebildet ($Eu/Eu^{*(2)}$: 0,29-0,67). Die Elementverteilungsmuster zeigen ausgeprägte, negative Nb-Ta-, Sr-, P- und Ti-Anomalien sowie hohe Th-Gehalte. Die Eu- und Sr-Anomalien verweisen auf Plagioklas-Fraktionierung oder auf eine Plagioklas-arme Magmenquelle. Vergleichsweise hohe Zr- und Hf-Gehalte können ein Hinweis auf Zirkon-Akkumulation sein. Extrem ausgeprägte, negative P-Anomalien deuten auf Apatit-Fraktionierung hin. Zu dieser Gruppe gehört Probe PA11-1, die aufgrund ihrer normativen Anorthit-Albit-Orthoklas-Zusammensetzung als Trondhjemit klassifiziert werden kann (Abb. 5-1 b): Die HREE sind bei dieser Probe deutlich fraktioniert; negative Eu-, Nb-Ta-, Sr-, P- und Ti-Anomalien sind stark ausgeprägt; der Rb-Gehalt ist gegenüber den übrigen Proben der Gruppe I geringer. Das Elementverteilungsmuster von PA11-1 gibt keine Hinweise auf eine Herleitung von einem mafischen Ausgangsmaterial, wie es für Trondhjemit angenommen wird (Barker, 1979). Insgesamt weisen die REE- und Spurenelement-Signaturen (negative Eu-Anomalien, relativ geringe Gehalte an Nb, Ta, Sr, P und Ti, hohe Th-Gehalte) der Gruppe I-Gneise auf eine Beteiligung kontinentaler Kruste und/oder Subduktionseinfluss hin.

Gruppe II: Rhyolithische Kalifeldspat-Gneise aus dem Künischen Gebirge (Rittsteig – Lam) haben mäßig fraktionierte LREE ($(La/Sm)_{CN}$: 2,3-3,0), ausgeprägte, negative Eu-Anomalien (Eu/Eu^* : 0,32-0,40) und unfraktionierte HREE ($(Gd/Yb)_{CN}$: 1,0-1,5) (Abb. 5-2 b). Für eines der beprobten Vorkommen wird ein magmatisches Alter von ~ 475 Ma angegeben (Mielke et al., 1996). Die Elementverteilungsmuster zeigen bei den kompatibleren Elementen einen auffallend flachen Verlauf mit relativ geringen Sr- und Ti-Gehalten; P-Anomalien fehlen. Erhöhte Th-Gehalte und negative Nb-Ta-Anomalien deuten auf eine Beteiligung kontinentalen Krustenmaterials, möglicherweise im Zusammenhang mit Subduktion hin.

Gruppe III: Für Kalifeldspat-Gneise mit rhyolithischem Chemismus aus dem südlichen Oberpfälzer Wald (Waldmünchen – Rötzing) werden magmatische Alter von ~ 475 Ma angegeben (Mielke et al., 1996). Ihre REE-Muster zeigen mäßig angereicherte, fraktionierte LREE ($(La/Sm)_{CN}$: 2,8-3,8) und unfraktionierte HREE ($(Gd/Yb)_{CN}$: 0,9-1,2) (Abb. 5-2 c). Fehlende Eu-Anomalien (Eu/Eu^* : 0,88-1,01) zusammen mit gering ausgebildeten Sr-Anomalien sprechen gegen eine signifikante Plagioklas-Fraktionierung. Vergleichsweise niedrige Th-Gehalte (3,6-5,8 ppm) legen eine relativ geringe Beteiligung von kontinentalem Krustenmaterial nahe; dies ist konsistent mit den fehlenden Eu-Anomalien. Negative Nb-Ta- und Ti-Anomalien zeigen einen Subduktionseinfluss an. Vermutlich stammen diese Magmen von einer krustalen Magmenquelle mit juvenilem, subduktionsbeeinflusstem Material ab; eine subduktionsbezogene Bildung mit relativ geringer kontinentaler Beeinflussung ist jedoch nicht auszuschließen.

Gruppe IV: Im Hinteren Bayerischen Wald zwischen Bodenmais und Freyung treten Plagioklas-Gneise mit rhyodacitischem Chemismus auf. Im Rahmen dieser Arbeit wurden an zwei dieser Plagioklas-Gneise magmatische Bildungsalter um ~ 485 -480 Ma bestimmt

⁽¹⁾ Chondrit-Normierung der REE-Verhältnisse nach Boynton (1984)

⁽²⁾ $Eu/Eu^* = Eu_{CN} / \sqrt{[Sm_{CN} \times Gd_{CN}]}$; normiert nach Boynton (1984)

(Kap. 4.3). Die Plagioklas-Gneise bilden geochemisch eine homogene Gruppe: Die REE-Muster sind gekennzeichnet durch angereicherte, fraktionierte LREE ($(La/Sm)_{CN}$: 2,9-4,3), wenig bis mäßig fraktionierte HREE ($(Gd/Yb)_{CN}$: 1,1-4,3) und mäßig ausgebildete, negative Eu-Anomalien (Eu/Eu^* : 0,54-0,89) (Abb. 5-2 d). Während die LREE innerhalb dieser Gruppe weitgehend identische Muster und Gehalte zeigen, sind die HREE-Gehalte variabel: Granat-führende Plagioklas-Gneise aus dem Gebiet bei Bodenmais haben höhere HREE-Gehalte als Muscovit-führende Plagioklas-Gneise aus dem Gebiet Spiegelau – Freyung. Die Ausprägung der Eu-Anomalien und die Fraktionierung der LREE liegen im Bereich der Werte für kontinentale Oberkruste (Plank & Langmuir, 1998) und sind vermutlich von einer kontinentalen Magmenquelle ererbt. Die Elementverteilungsmuster in dieser Gruppe zeigen kaum Streuung mit Ausnahme der HREE. Negative Sr-, P- und Ti-Anomalien sind auf Fraktionierung von Plagioklas, Apatit bzw. Magnetit/Ilmenit zurückzuführen. Die Spurenelemente verweisen mit relativ hohen Gehalten an inkompatiblen Elementen, negativen Nb-Ta-Anomalien und erhöhten Th-Gehalten auf einen Subduktionseinfluss und/oder eine Beteiligung kontinentaler Oberkruste an der Magmenquelle. Die Gruppe IV-Gneise zeigen ähnliche Elementverteilungsmuster wie repräsentative

Granitoide eines aktiven Kontinentalrandes (Chile) bzw. einer Kontinent-Kontinent-Kollision (SW-England) (Pearce et al., 1984; nicht dargestellt).

Gruppe V: In dieser Gruppe sind rhyolithische Kalifeldspat-Gneise zusammengefasst, die geochemisch relativ ähnlich sind, aber aus verschiedenen Teilen des Bayerischen Waldes (Passau, Vilshofen, Waldmünchen) stammen. Altersinformationen liegen nicht vor. Eine kogenetische Bildung dieser Vorkommen wird mit der zusammenfassenden Beschreibung nicht postuliert. Charakteristisch sind steile REE-Muster, mäßig fraktionierte LREE ($(La/Sm)_{CN}$: 1,1-3,4) und stark fraktionierte, extrem niedrige HREE-Gehalte ($(Gd/Yb)_{CN}$: 3,4-7,7), teilweise unterhalb der Nachweisgrenze (Abb. 5-3). Variable Eu-Anomalien (Eu/Eu^* : 0,23-2,39) legen Feldspat-Fraktionierung in unterschiedlichem Ausmaß nahe. Die Gruppe V-Gneise zeigen kontinentale bzw. subduktionsbezogene Signaturen (negative Nb-Ta-Anomalien, niedrige Ti-Gehalte); variable Th-Gehalte lassen unterschiedliche Beteiligung kontinentaler Kruste in der Magmenquelle vermuten. Relativ niedrige Spurenelementgehalte und steile REE-Muster deuten möglicherweise auf hochdifferenzierte Magmen hin.

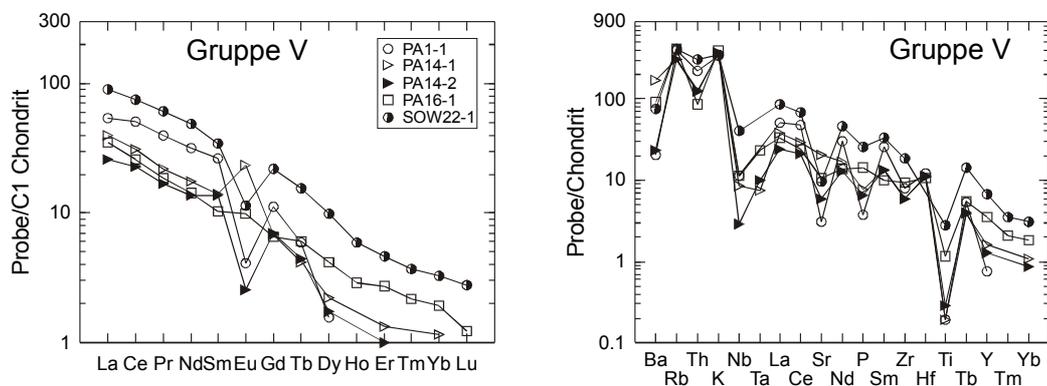


Abb. 5-3: REE- und Elementverteilungsmuster von leukokraten Gneisen (Kalifeldspat-Gneise) der Gruppe V aus der Umgebung von Passau – Vilshofen (südlich der Donau) und Waldmünchen. Für diese leukokraten Gneise sind keine Protolith-Alter bekannt. Ho, Tm, und Lu liegen zum Teil unterhalb der Nachweisgrenze und sind nicht dargestellt. Linke Spalte: C1-Chondrit-Normierung nach Boynton (1984); rechte Spalte: Chondrit-Normierung nach Thompson (1982). Bei einigen Proben wurden Ta und/oder Hf nicht analysiert.

Gruppe VI: Im südlichen Oberpfälzer Wald und im nördlichen Bayerischen Wald, in der Umgebung von Waldmünchen und Bodenmais, treten Kalifeldspat-Gneise mit rhyolithischem Chemismus auf, die durch niedrige Gehalte an REE (La: 2,0-5,5 ppm) und HFSE (TiO_2 : 0,02-0,10 Gew.-%; Zr: 5-39 ppm) sowie durch ausgeprägte positive P-Anomalien gekennzeichnet sind (Abb. 5-4 a-c). Altersinformationen über

diese Gruppe von leukokraten Gneisen liegen bislang nicht vor. Die beprobten Vorkommen (dargestellt in: Mielke, 1990; Ott & Rohrmüller, 1998) sind lediglich im Lesesteinbefund nachgewiesen.

Die LREE sind meist schwach fraktioniert ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}}$: 1,7-5,5); die HREE sind überwiegend unfraktioniert ($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}}$: 0,7-3,0). Häufig erkennbare positive Tb-Anomalien sind

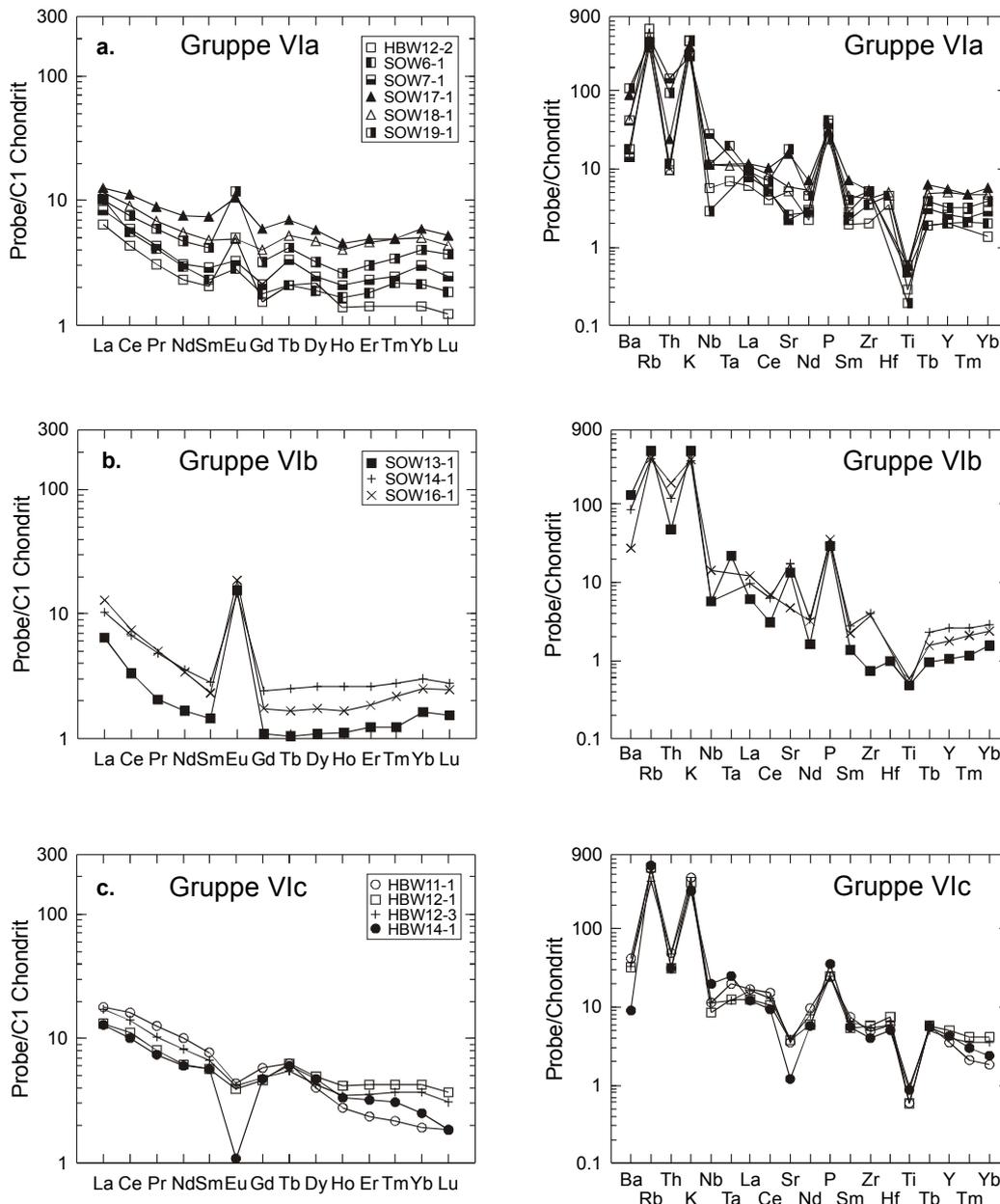


Abb. 5-4: REE- und Elementverteilungsmuster von leukokraten Gneisen (Kalifeldspat-Gneise) der Gruppe VI. Für diese leukokraten Gneise sind keine Protolith-Alter bekannt. Die charakteristischen, niedrigen REE- und HFSE-Gehalte sprechen für eine migmatitische Bildung. Bei einigen Proben wurden Ta und/oder Hf nicht analysiert. Linke Spalte: C1-Chondrit-Normierung nach Boynton (1984); rechte Spalte: Chondrit-Normierung nach Thompson (1982).

a. Gruppe VIa: Kalifeldspat-Gneise aus dem Gebiet Waldmünchen und Bodenmais.

b. Gruppe VIb: Kalifeldspat-Gneise aus dem Gebiet Waldmünchen.

c. Gruppe VIc: Kalifeldspat-Gneise aus dem Gebiet Bodenmais.

möglicherweise auf analytische Ungenauigkeiten zurückzuführen, die bei Gehalten im Bereich der Nachweisgrenzen zum Tragen kommen können. Aufgrund unterschiedlich ausgebildeter Eu-Anomalien lassen sich Untergruppen mit mäßig bis deutlich positiv ausgebildeten Eu-Anomalien (Eu/Eu^* : 1,10-3,28; Gruppe VIa), mit ausgeprägten, positiven Eu-Anomalien (Eu/Eu^* : 5,50-12,69; Gruppe VIb) und mit negativen Eu-Anomalien (Eu/Eu^* : 0,21-0,77; Gruppe VIc) unterscheiden. Die positiven Eu-Anomalien werden als Ergebnis von Plagioklas-Anreicherungen (gekoppelte Eu- und Sr-Anreicherungen) und Kalifeldspat-Anreicherungen (Eu- ohne Sr-Anreicherung) bei der partiellen Aufschmelzung Feldspat-reicher Paragneise angesehen. Die charakteristischen, hohen P-Gehalte der Gruppe VI-Gneise bei gleichzeitig niedrigen REE-Gehalten sprechen für eine Anreicherung an Apatit; dieser zeichnet sich durch hohe P-Gehalte und – im Vergleich zu Monazit – relativ geringe REE-Gehalte aus (Howie, 1996). Apatit-Anreicherung ist ein typisches Phänomen bei Leukosomen, da Apatit bevorzugt in Teilschmelzen aufgenommen wird (Bea & Montera, 1999).

Die Gruppe VI-Gneise sind an REE, TiO_2 , Zr, Hf sowie Th so stark verarmt, dass es sich ursprünglich nicht um primäre granitische bzw. rhyolithische Magmen handeln kann (Sawyer, 1996); derartige geochemische Charakteristika sind allerdings typisch für Leukosome in Migmatit-Gebieten (Bea & Montera, 1999; Harris et al., 2000; Jung et al., 2000, 2001).

Die Bildungsprozesse der in dieser Arbeit untersuchten leukokraten Gneise lassen sich aufgrund geochemischer Kriterien zwei unterschiedlichen Bereichen zuordnen:

- Bei den Protolithen der leukokraten Gneise der Gruppen I bis V (Kalifeldspat- und Plagioklas-Gneise) ist von einer primären, magmatischen Bildung auszugehen. Diese

Gesteine werden als "leukokrate Metamagmatite" zusammengefasst.

- Leukokrate Gneise (Kalifeldspat-Gneise) mit relativ niedrigen Gehalten an REE und HFSE sowie hohen P-Gehalten (Gruppe VI) werden als migmatische Bildungen interpretiert und als "Leukosome" zusammengefasst.

5.3 Metabasite

Klassifikation

Die vier in dieser Arbeit untersuchten Metabasit-Proben weisen SiO_2 -Gehalte zwischen 48,3 und 53,3 Gew.-% auf. Der Charakter der Metabasite ist mit Ga-Gehalten < 20 ppm und Nb/Y-Verhältnissen < 1 deutlich subalkalisch. Die Metabasite PA9-3 und SOW30-2 (Amphibolite) sind geochemisch als subalkalische Basalte zu klassifizieren. Die Metabasite KG1-1 (Granat-Biotit-führender Epidot-Chlorit-Amphibolit) und KG1-2 (Biotit-führender Chlorit-Amphibol-Epidot-Plagioklas-Schiefer) werden als Andesite eingestuft (Abb. 5-5 a).

REE- und Elementverteilungsmuster

Metabasit PA9-3 (Amphibolit) aus der Umgebung von Passau hat ein flaches Chondrit-normiertes REE-Muster, das Ähnlichkeiten mit REE-Mustern von E-MORB (*enriched* MORB) hat (Abb. 5-5 b). Die LREE sind mit $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}} = 1,6$ leicht angereichert und fraktioniert. Unfraktionierte HREE ($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 0,9$) sprechen gegen das Vorhandensein von Granat in der Magmenquelle. Eine negative Eu-Anomalie ist mit $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,83$ nur schwach ausgebildet.

Auffällig sind erhöhte Rb- und K-Gehalte (Abb. 5-5 c), die in Verbindung mit einem erhöhten Sr-Initial auftreten (Kap. 6.1); vermutlich wurden die Alkalien-Gehalte durch Fluide beeinflusst, möglicherweise während der variszischen Metamorphose.

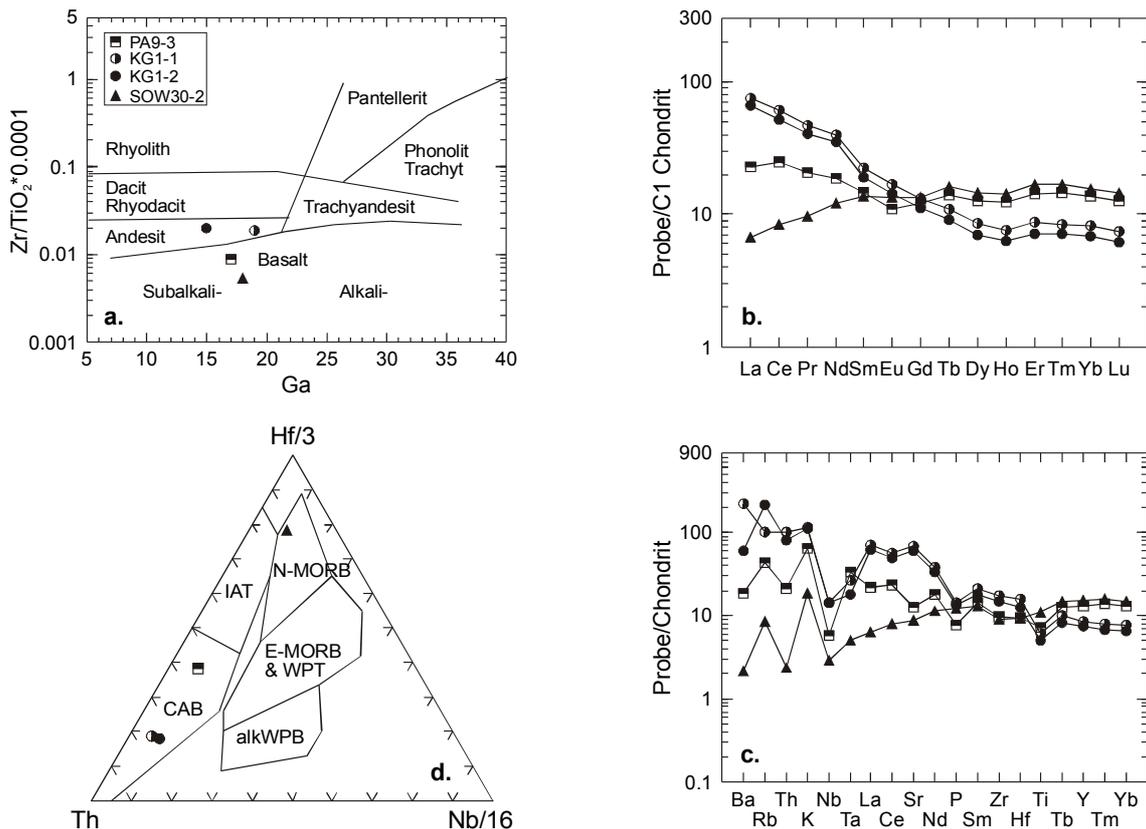


Abb. 5-5: Klassifikations-, Spurenelement- und Diskriminationsdiagramme für die untersuchten Metabasite aus dem Bayerischen Wald. Die Metabasite stammen aus Passau (PA), dem südlichen Oberpfälzer Wald (SOW; Waldmünchen) und dem Künischen Gebirge (KG; Lam).

- a. Zr/TiO_2 -Ga-Diagramm (Winchester & Floyd, 1977).
- b. REE-Verteilungsmuster, Normierung Probe/C1 Chondrit nach Boynton (1984). SOW30-2 zeigt ein typisches Muster für N-MORB, während PA9-3 mit erhöhten LREE ein E-MORB-ähnliches REE-Muster aufweist. Die fraktionierten REE-Muster von KG1-1 und KG1-2 verweisen auf einen Subduktions- und/oder kontinentalen Krusteneinfluss.
- c. Elementverteilungsmuster, Normierung Probe/Chondrit nach Thompson (1982). SOW30-2 zeigt ein typisches Muster für N-MORB. Die Anreicherung von Rb und K bei PA9-3 und SOW30-2 ist vermutlich auf Alkalienezufuhr möglicherweise im Zuge der variszischen Metamorphose zurückzuführen. Die negativen Nb-Ta-Anomalien bei PA9-3, KG1-1 und KG1-2 verweisen auf ein Subduktionsmilieu.
- d. Th-Hf-Nb-Diskriminationsdiagramm für basische Vulkanite (Wood, 1980). MORB: Mittelozeanischer Rücken-Basalt, WPT: Intraplatten-Tholeiit, alkWPB: Intraplatten-Alkalibasalt, IAT: Inselbogen-Tholeiit, CAB: Kalkalkali-Basalt. Die untersuchten Metabasite belegen die Felder für N-MORB (SOW30-2) bzw. Kalkalkali-Basalt (PA9-3, KG1-1, KG1-2).

Der relativ niedrige TiO_2 -Gehalt deutet auf eine frühe Kristallisation und Fraktionierung Ti-haltiger Minerale (z.B. Ilmenit, Titanomagnetit) hin, die typisch ist für Basalte an Subduktionszonen (Perfit et al., 1980). Auf den Einfluss einer Subduktionszone weisen zudem negative Nb- und P-Anomalien hin. Mit hohem MgO-Gehalt (7,94 Gew.-%) und $mg\# = 71\#$ handelt es sich um ein primitives, basisches Magma. Th, als Indikator für die Beteiligung von kontinen-

taler Kruste, ist nicht signifikant angereichert; ein $(Th/La)_{CN}^{\S}$ -Verhältnis von 1,0 spricht gegen eine Beteiligung von assimilierte kontinentaler Kruste (Taylor & McLennan, 1985). Der im Vergleich zu Nb relativ hohe Ta-Gehalt kann charakteristisch für *back arc* Basalte sein (Wilson, 1989).

[#] Mg-Zahl: $mg\# = 100 \cdot Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$

[§] Chondrit-Normierung der Th/La-Verhältnisse nach Thompson (1982)

Das REE-Muster des Metabasits SOW30-2 (Amphibolit) aus dem südlichen Oberpfälzer Wald (Waldmünchen) weist mit seinen leicht abgereicherten LREE ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}} = 0,5$) und unfraktionierten HREE ($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 0,9$) eine typische N-MORB-Signatur (*normal* MORB) auf (Abb. 5-5 b); Granat in der Magmenquelle ist nicht angezeigt. Das Chondrit-normierte Elementverteilungsmuster zeigt mit relativ niedrigen Gehalten an inkompatiblen Elementen und weitgehend ohne Anomalien ebenfalls einen für N-MORB charakteristischen Verlauf (Abb. 5-5 c). Die relativ erhöhten Rb- und K-Gehalte werden auf Alkalienzufuhr durch Fluide (möglicherweise während der variszischen Metamorphose) zurückgeführt; erhöhte Sr-Initiale unterstützen dies (Kap. 6.1). Das $(\text{Th}/\text{La})_{\text{CN}}$ -Verhältnis ist mit 0,5 typisch für N-MORB (Sun & McDonough, 1989) und schließt eine Assimilation von kontinentalem Krustenmaterial aus.

Der N-MORB-Charakter von Metabasit SOW30-2 wird durch verschiedene Diskriminationsdiagramme (Wood, 1980, Abb. 5-5 d; Mullen, 1983; Meschede, 1986; Cabanis & Lecolle, 1989; jeweils ohne Abb.) bestätigt.

Die beiden Metabasit-Proben aus dem Künischen Gebirge (KG1-1, KG1-2; Lam) sind in ihren REE- und Spurenelementgehalten weitgehend identisch. Die LREE sind angereichert und deutlich fraktioniert ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}}: 3,3-3,5$), während die HREE kaum Fraktionierung zeigen ($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}} = 1,6$); insbesondere die Elemente Dy bis Lu sind unfraktioniert (Abb. 5-5 b). Eu-Anomalien sind nicht ausgebildet ($\text{Eu}/\text{Eu}^*: 0,97-0,99$). Die Elementverteilungsmuster weisen erhöhte Gehalte an LILE (*large ion lithophile elements*) und LREE sowie relativ geringe Gehalte an HFSE (ohne LREE) auf; hinzu kommen negative P- und Ti-Anomalien sowie ausgeprägte negative Nb-Ta-Anomalien (Abb. 5-5 c). Hieraus sind ein Subduktionseinfluss und/oder die Beteiligung kontinentaler Kruste abzuleiten. $(\text{Th}/\text{La})_{\text{CN}}$ -Verhältnisse von 1,3-1,4 zeigen eine Beteiligung von kontinentalem Krustenmaterial an. Während der Meta-

basit KG1-1 mit hohen MgO- und Cr-Gehalten (11,61 Gew.-% bzw. 531 ppm) ein primitives, primäres Magma darstellt, handelt es sich bei Metabasit KG1-2 mit Gehalten von 5,28 Gew.-% MgO und 194 ppm Cr um ein fraktioniertes, basisches Magma. Die Übereinstimmung beider Proben in den REE- und Elementverteilungsmustern lässt den Schluss zu, dass die Proben unterschiedlich fraktionierte, primäre Magmen darstellen.

Der Subduktionscharakter dieser Metabasite spiegelt sich in den Diskriminationsdiagrammen wider, wo die Proben in den Feldern für Kalkalkali-Basalte (CAB) (Wood, 1980; Mullen, 1983; Cabanis & Lecolle, 1989) bzw. Inselbogenbasalte (VAB) (Meschede, 1986) liegen. Eine Position an einem aktiven Kontinentalrand wird durch die geochemischen Signaturen nahegelegt.

5.4 Zusammenfassung und Interpretation

Leukokrate Metamagmatite und Metabasite

Die leukokraten Gneise der Gruppen I bis V, bei denen von primär magmatischen Protolithen auszugehen ist, werden als leukokrate Metamagmatite zusammengefasst und gemeinsam mit den Metabasiten diskutiert.

Der S-Typ-Charakter der leukokraten Metamagmatite der Gruppen I bis V mit $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ -Verhältnissen $\geq 1,1$ (Chappell & White, 1974) weist auf eine überwiegend krustale Herkunft der Magmen hin. Ihre REE- und Spurenelementsignaturen zeigen Hinweise auf eine mehr oder weniger starke Beteiligung an kontinentalem Krustenmaterial sowie vermutlich Subduktionseinflüsse bei der Magmenbildung.

In der Umgebung von Passau ist mit den Kalifeldspat-Gneisen (Gruppe I) ein altersgleicher Amphibolit mit primitivem Charakter ($mg\# = 71$) assoziiert, dessen niedrige Nb-, P- und Ti-Gehalte auf eine Entstehung in einem Subduktionsmilieu hindeuten. Charakteristisch sind REE-Muster mit erhöhten, fraktionierten LREE

und unfraktionierten, MORB-ähnlichen HREE. Als Magmenquelle wird ein durch Subduktionsfluide an inkompatiblen Elementen angereicherter Mantelkeil, z.B. subkontinentale Lithosphäre, vermutet. Derartige geochemische Affinitäten können bei *back arc* Basalten, insbesondere in der frühen Phase der *back arc* Entwicklung, auftreten (Wilson, 1989). Das gemeinsame Vorkommen von subduktionsbezogenen basischen und sauren Magmatiten wird auf eine Entstehung an einem aktiven Kontinentalrand zurückgeführt, möglicherweise im Zusammenhang mit einem ensialischen *back arc*-Becken.

Im Künischen Gebirge (Rittsteig – Lam) belegen andesitische Metabasite einen Subduktionseinfluss. Die Kalifeldspat-Gneise (Gruppe II) aus der Umgebung zeigen kontinentale Krustensignaturen, möglicherweise auch Subduktionseinfluss. Für die untersuchten sauren und basischen Metamagmatiten aus dem Künischen Gebirge ist eine geotektonische Position im Bereich einer kontinental beeinflussten Subduktionszone, wahrscheinlich an einem aktiven Kontinentalrand anzunehmen.

Die Magmen der Gruppe III-Gneise aus dem südlichen Oberpfälzer Wald (Waldmünchen – Rötzt) stammen vermutlich von einer krustalen Magmenquelle mit juvenilem, subduktionsbeeinflusstem Material ab; eine subduktionsbezogene Bildung mit relativ geringer kontinentaler Beeinflussung ist jedoch nicht auszuschließen. In der Nähe kommen Metabasite mit N-MORB-Charakter vor.

Die Gruppe IV-Gneise (Plagioklas-Gneise, Hinterer Bayerischer Wald) lassen sich als typische kalkalkalische, subduktionsbezogene Magmatite klassifizieren. Die Plagioklas-Gneise deuten mit ihrer kontinentalen Signatur und dem Subduktionseinfluss auf die Entstehung an einem aktiven Kontinentalrand hin.

Die in verschiedenen Bereichen auftretenden Kalifeldspat-Gneise der Gruppe V (Passau – Vilshofen, Waldmünchen) sind mengenmäßig weniger bedeutend. Die Protolithe der Gruppe V-Gneise sind nicht eindeutig zuzuord-

nen; möglicherweise handelt es sich um hochdifferenzierte Magmen.

Leukosome

Die Gruppe VI-Gneise aus der Umgebung von Waldmünchen und Bodenmais (südlicher Oberpfälzer Wald und nördlicher Bayerischer Wald) unterscheiden sich durch ihre niedrigen REE-, TiO₂- und Zr-Gehalte, ihre hohen P-Gehalte und die oft positiven Eu-Anomalien geochemisch von den leukokraten Metamagmatiten (Gruppen I bis V) und werden als Leukosome zusammengefasst. Niedrige HFSE-Gehalte deuten darauf hin, dass die Gruppe VI-Gneise vermutlich keine primären, granitischen bzw. rhyolithischen Magmen repräsentieren (Sawyer, 1996), sondern durch Teilaufschmelzungen im Zuge von Migmatisierung entstanden (Harris et al., 2000; Jung et al., 2000, 2001). Die geochemischen Charakteristika sprechen gegen die bisher angenommene vulkanische Herkunft (Mielke, 1990, 2002; Ott & Rohrmüller, 1998). In den Nebengesteinen (metatektische Paragneise) in der Umgebung von Waldmünchen und Bodenmais sind Leukosome mit Mächtigkeiten von wenigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern weit verbreitet. Darüber hinaus werden in der Umgebung von Waldmünchen Leukosome mit Mächtigkeiten von mehreren Metern beschrieben (Tanner; 1996); ähnlich mächtige Leukosome existieren z.B. auch im Graphitbergwerk Kropfmühl (eigene Beobachtungen).

6. Sm-Nd- und Rb-Sr-Isotopie

Die Nd- und Sr-Isotopie wurde an zehn leukokraten Metamagmatiten und zwei Metabasiten bestimmt. Die leukokraten Gneise mit geochemischen Charakteristika von Leukosomen (Kap. 5.2) werden isotopengeochemisch nicht behandelt.

Bei zwei leukokraten Metamagmatiten (PA8-2, SOW3-2) wurde neben dem Gesamtgestein zusätzlich jeweils eine Granat-Fraktion analysiert.

Die Sm-Nd- und Rb-Sr-Isotopie-Daten der untersuchten Proben sind in Tab. 6-1 dargestellt.

6.1 Sm-Nd- und Rb-Sr-Isotopen-Charakteristika

Die Sr-Initiale zweier Metabasite (PA9-3, SOW30-2) zeigen Störungen des Rb-Sr-Systems beider Proben an (Abb. 6-1); die K- und Rb-Gehalte sind ebenfalls erhöht (Kap. 5.1). Die Störung des Rb-Sr-Systems und die Stoffverschiebungen bei den Alkalien fallen

möglicherweise mit der variszischen Metamorphose zusammen; der Einfluss einer Ozeanboden-Metamorphose auf die Sr-Isotopie der Metabasite ist nicht auszuschließen.

Die leukokraten Metamagmatite zeigen variable Beziehungen zwischen den Sr- und Nd-Isotopen-Verhältnissen (Abb. 6-1). Die Heterogenität der Sr-Isotopie könnte auf die überwiegend krustal-anatektische Herkunft der leukokraten Metamagmatite zurückgeführt werden (Hradetzky & Lippolt, 1993). Ein teilweises Zurücksetzen der Rb-Sr-Gesamtgesteinssysteme während der variszischen Metamorphose ist ebenso möglich.

Da die Rb-Sr-Systeme der untersuchten Proben vermutlich in unterschiedlichem Maße gestört sind, werden die Sr-Isotopie-Daten im Folgenden nicht für genetische Aussagen herangezogen.

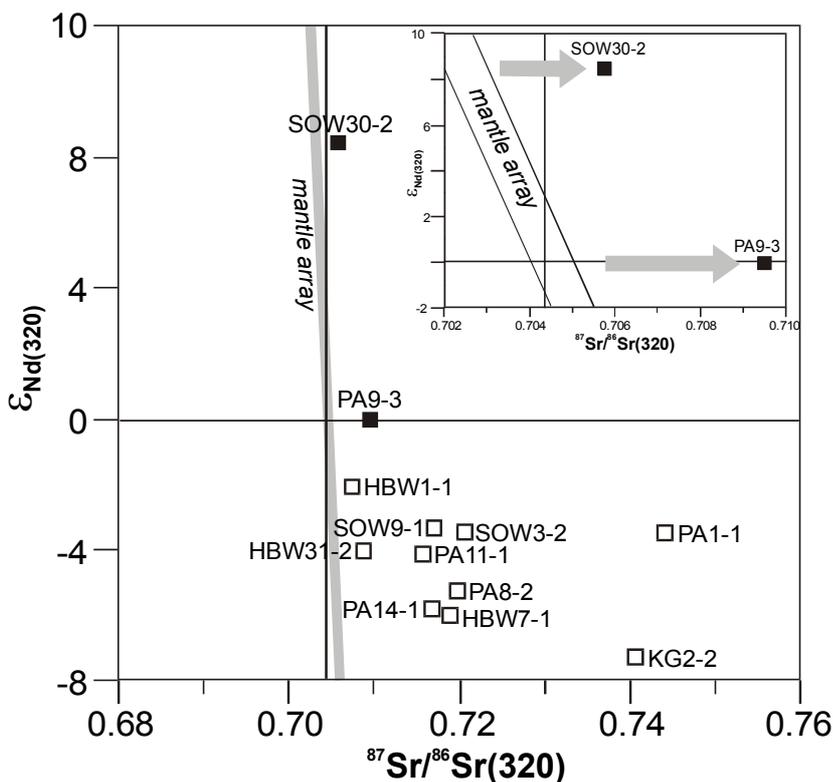


Abb. 6-1: ϵ_{Nd} und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte von leukokraten Metamagmatiten (Quadrate) und Metabasiten (schwarze Quadrate) aus dem Bayerischen Wald zur Zeit der variszischen Metamorphose (320 Ma).

Die Variabilität der Sr-Initiale der leukokraten Metamagmatite wird als Hinweis auf Störungen der Rb-Sr-Systeme der untersuchten Proben in unterschiedlichem Maße angesehen.

Die Metabasite zeigen deutliche Verschiebungen der Sr-Initiale verglichen mit dem typischen Mantel-Trend (*mantle array*), die ebenfalls auf Störungen des Rb-Sr-Systems hinweisen (vergrößert dargestellt).

Für die Berechnung der initialen $\epsilon_{Nd(t)}$ -Werte der Proben PA8-2, PA11-1, PA9-3, HBW31-2 und HBW1-1 werden die jeweiligen magmatischen Alter (Kap. 4.3) zugrunde gelegt. Für die Vorkommen, aus denen die Proben KG2-2 und SOW9-1 stammen, teilen Mielke et al. (1996) U-Pb-Zirkonalter von etwa 475 Ma mit. Für die Metamagmatit-Proben SOW3-2 (Kalifeldspat-Gneis), HBW7-1 (Plagioklas-Gneis) und SOW30-2 (Amphibolit) lassen sich aufgrund geographischer, petrographischer und geochemischer Kriterien magmatische Alter von 485 bzw. 475 Ma vermuten. Den leukokraten Metamagmatiten PA14-1 und PA1-1

werden lediglich aufgrund ihrer räumlichen Nähe zu datierten Vorkommen Bildungsalter von ~ 550 Ma zugeordnet.

Die $\epsilon_{Nd(t)}$ -Werte der leukokraten Metamagmatite variieren zwischen -0,5 und -6,3. Für Proben mit typisch krustalen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen um 0,12 (Liew & Hofmann, 1988) entsprechen diese Werte Nd-Modellaltern (T_{DM}) von 1,2 bis 1,5 Ga. Vier Proben haben ungewöhnlich hohe $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse $> 0,14$ – verglichen mit typischen Verhältnissen um 0,12 in granitoiden Gesteinen (Liew & Hofmann, 1988). Derartige, hohe $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse führen zu unrealistisch hohen Nd-Modellaltern. Bei

Probe	Gestein	Alter* t [Ma]	Sm [ppm]	Nd [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma_M^{\S}$	$\epsilon_{Nd(t)}$	T_{DM} [Ga]	$T_{DM(2)}$ [Ga]
PA1-1	Kalifeldspat-Gneis	550	5,83	21,24	0,1659	0,512395	± 8	-2,6	(2,2)	1,4
PA8-2	Kalifeldspat-Gneis	555	11,91	59,24	0,1215	0,512211	± 6	-3,0	1,5	-
PA8-2gt	Granat		4,74	20,90	0,1370	0,512207	± 14			
PA9-3	Amphibolit	549	3,04	11,90	0,1546	0,512549	± 8	1,2	-	-
PA11-1	Kalifeldspat-Gneis	549	8,05	44,88	0,1085	0,512238	± 8	-1,7	1,3	-
PA14-1	Kalifeldspat-Gneis	550	2,52	9,73	0,1565	0,512259	± 8	-4,6	(2,2)	1,6
HBW1-1	Plagioklas-Gneis	480	4,38	22,54	0,1174	0,512363	± 9	-0,5	1,2	-
HBW7-1	Plagioklas-Gneis	485	5,70	29,78	0,1157	0,512159	± 9	-4,4	1,5	-
HBW31-2	Plagioklas-Gneis	486	5,82	28,76	0,1224	0,512274	± 10	-2,5	1,4	-
SOW3-2	Kalifeldspat-Gneis	475	2,60	10,16	0,1549	0,512371	± 9	-2,7	(1,9)	1,4
SOW3-2gt	Granat		0,39	0,07	3,588	0,519642	$\pm 60^{\#}$			
SOW9-1	Kalifeldspat-Gneis	475	2,46	11,63	0,1277	0,512326	± 10	-1,9	1,4	-
SOW30-2	Amphibolit	475	2,94	7,78	0,2287	0,513140	± 13	7,9	-	-
KG2-2	Kalifeldspat-Gneis	475	7,55	31,65	0,1443	0,512154	± 12	-6,3	(2,0)	1,6

Probe	Gestein	Alter* t [Ma]	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma_M^{\S}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(320)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$
PA1-1	Kalifeldspat-Gneis	550	111	36	8,95	0,784761	± 26	0,7440	0,7146
PA8-2	Kalifeldspat-Gneis	555	105	96	3,19	0,734142	± 24	0,7196	0,7089
PA9-3	Amphibolit	549	15	152	0,29	0,710853	± 27	0,7095	0,7086
PA11-1	Kalifeldspat-Gneis	549	37	89	1,19	0,721317	± 15	0,7159	0,7121
PA14-1	Kalifeldspat-Gneis	550	114	315	1,04	0,722021	± 12	0,7173	0,7138
HBW1-1	Plagioklas-Gneis	480	108	201	1,55	0,714758	± 21	0,7077	0,7041
HBW7-1	Plagioklas-Gneis	485	50	162	0,90	0,722612	± 14	0,7185	0,7164
HBW31-2	Plagioklas-Gneis	486	67	194	0,99	0,713361	± 13	0,7088	0,7065
SOW3-2	Kalifeldspat-Gneis	475	89	105	2,47	0,731735	± 11	0,7205	0,7151
SOW9-1	Kalifeldspat-Gneis	475	81	129	1,83	0,725259	± 11	0,7169	0,7129
SOW30-2	Amphibolit	475	3	110	0,08	0,706085	± 24	0,7057	0,7143
KG2-2	Kalifeldspat-Gneis	475	75	64	3,42	0,756551	± 13	0,7410	0,7334

Tab. 6-1: Sm-Nd- und Rb-Sr-Isotopie-Daten.

Die Messunsicherheiten (2σ) betragen $\pm 1\%$ für Sm und Nd, $\pm 0,5\%$ für $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $\pm 2,5\%$ für Rb, $\pm 1,5\%$ für Sr sowie $\pm 2,5\%$ für $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Externe Reproduzierbarkeiten (2σ) sind $\pm 2,5 \cdot 10^{-5}$ für $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ und $\pm 5,1 \cdot 10^{-5}$ für $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. \S Interne Reproduzierbarkeit $2\sigma_M$.

* Altersangabe aus unabhängiger U-Pb-Datierung (PA8-2, PA9-3, PA11-1, HBW1-1, HBW31-2, SOW9-1, KG2-2) bzw. abgeschätzt durch Vergleich mit ähnlichen, datierten Proben (PA1-1, PA14-1, HBW7-1, SOW3-2, SOW30-2).

$\#$ Für die Isochronenberechnung bei SOW3-2 wurde der $2\sigma_M$ -Fehler der Messung verwendet.

T_{DM} und $T_{DM(2)}$ für leukokraten Metamagmatite berechnet nach Liew & Hofmann (1988). Zweistufige Nd-Modellalter ($T_{DM(2)}$) werden bei Proben mit $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen $> 0,14$ angegeben.

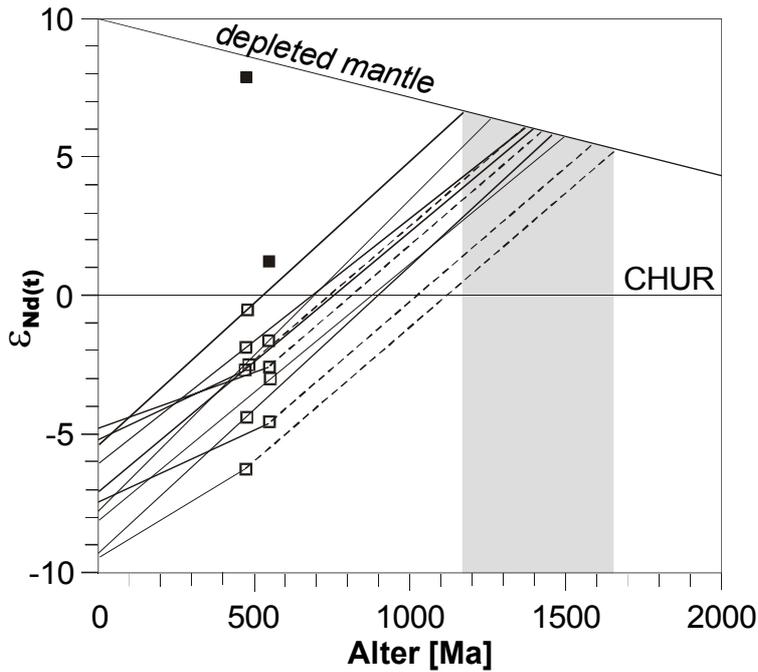


Abb. 6-2: Nd-Isotopen-Entwicklung von leukokraten Metamagmatiten (Quadrate) aus dem Bayerischen Wald. $\epsilon_{Nd(t)}$ -Werte von zwei Metabasiten (schwarze Quadrate) sind zum Vergleich abgebildet. Die Entwicklungslinien der Proben von leukokraten Metamagmatiten schneiden die Entwicklungskurve des verarmten, oberen Mantels (*depleted mantle*, Liew & Hofmann, 1988) beim Nd-Modellalter. Bei den meisten Proben basieren die Entwicklungslinien auf den gemessenen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen (durchgezogene Linie). Für Proben mit ungewöhnlich hohen, gemessenen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen ($> 0,14$) ist eine zweistufige Entwicklung (Liew & Hofmann, 1988) dargestellt (gestrichelte Linie). Nd-Modellalter von leukokraten Metamagmatiten liegen zwischen 1,2 und 1,6 Ga (schattiert).

diesen Proben ist von einer Sm/Nd-Fraktionierung im Verlauf der Magmenbildung auszugehen. Für die Proben mit $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen $> 0,14$ werden daher zweistufige Nd-Modellalter (T_{DM_2})* nach Liew & Hofmann (1988) berechnet; hierbei wird eine Fraktionierung von Sm/Nd während der Magmenbildung berücksichtigt, unter der Annahme, dass die isotopische Entwicklung des Ausgangsmaterials bis zum Aufschmelzereignis mit einem typischen, krustalen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0,12 verlief. Das Spektrum dieser zweistufigen Nd-Modellalter reicht von 1,4 bis 1,6 Ga.

Die Nd-Modellalter zwischen 1,2 und 1,6 Ga deuten darauf hin, dass die untersuchten leukokraten Metamagmatite des Bayerischen Waldes sich von krustalen Quellen mit mesoproterozoischer, mittlerer Krustenverweildauer ableiten lassen. Im Gegensatz dazu zeigt das Altersspektrum ererbter Zirkonkerne jedoch neoproterozoische (560-615 Ma) und paläoproterozoisch-archaische Alter (2,0-2,7 Ga)

(Kap. 4.4.1). Die Zirkonkernalter liefern keine Hinweise auf das Vorhandensein eines mesoproterozoischen Grundgebirges. Die Nd-Modellalter repräsentieren demnach vermutlich Mischalter (Arndt & Goldstein, 1987) von paläoproterozoisch-archaischen und neoproterozoischen Krustenteilen.

Die ~ 550 Ma alten leukokraten Metamagmatite aus der Umgebung von Passau (PA8-2, PA11-1) haben $\epsilon_{Nd(t)}$ -Werte von -3,0 und -1,7; Probe PA14-1, deren Alterszuordnung unsicher ist, hat einen niedrigeren Wert von -4,6. Diese mäßig negativen Werte verweisen auf Magmenquellen mit einer Mischung aus variablen Anteilen an juvenilem Material (charakterisiert durch positives $\epsilon_{Nd(t)}$) und an altem, kontinentalem Krustenmaterial (negatives $\epsilon_{Nd(t)}$). Der mäßig positive $\epsilon_{Nd(t)}$ -Wert eines mit diesen leukokraten Metamagmatiten assoziierten Metabasits (PA9-3) von +1,2 zeigt eine an inkompatiblen Elementen (LREE, LILE) angereicherte Mantelquelle (z.B. *mantle plume*, intrakontinentales *rifting* oder subkontinentale

$$* T_{DM_2} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m - (e^{\lambda t} - 1) \left[\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CC} \right] - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CC} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM}} \right)$$

m: gemessene Probe, CC: kontinentale Kruste, DM: verarmter Mantel (Liew & Hofmann, 1988)

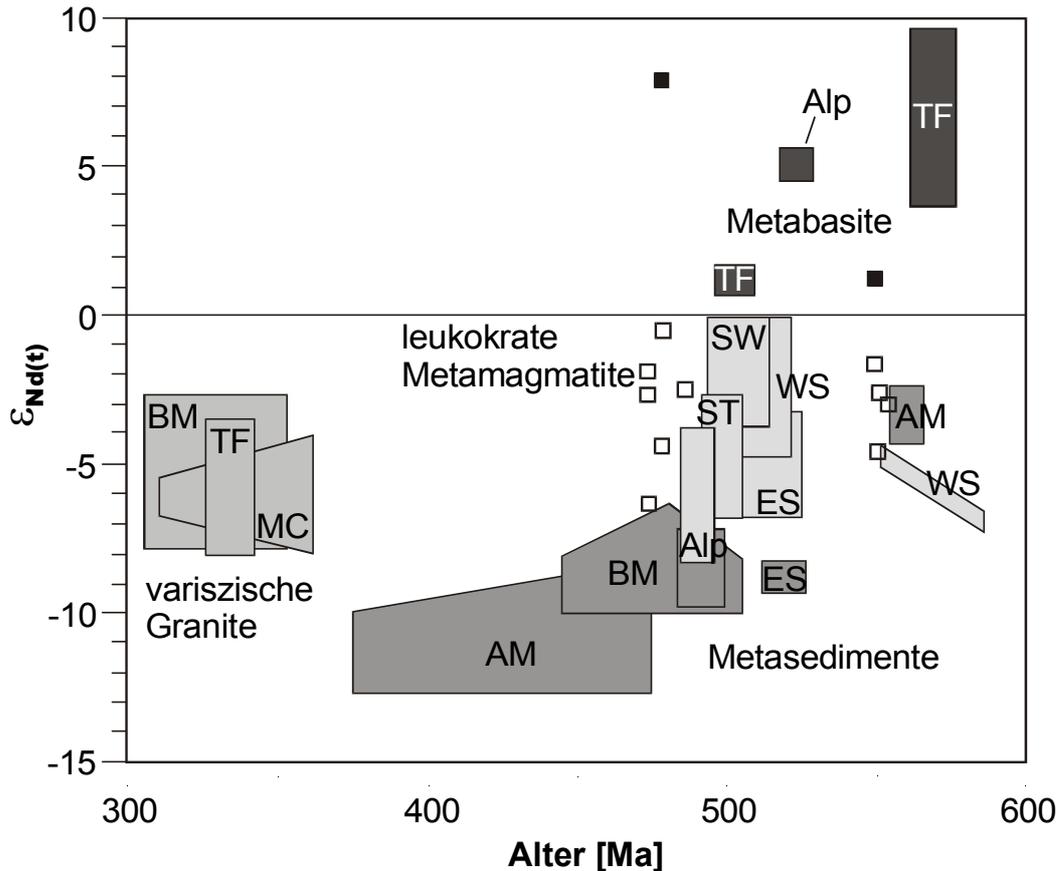


Abb. 6-3: Initiale $\epsilon_{Nd(t)}$ -Werte von leuokraten Metamagmatiten (Quadrate) und Metabasiten (schwarze Quadrate) des Bayerischen Waldes sowie ausgewählter Granitoide, leuokrater Metamagmatite (Orthogneise), Metabasite und Metasedimente (Paragneise) des Varisziden-Gürtels. Die initialen $\epsilon_{Nd(t)}$ -Werte der leuokraten Metamagmatite des Bayerischen Waldes liegen oberhalb der Zusammensetzungen von Paragneisen des Böhmisches Massivs. Dies und die Streuung der $\epsilon_{Nd(t)}$ -Werte deuten auf variable Anteile von altem, kontinentalem Krustenmaterial bei den untersuchten leuokraten Metamagmatiten hin. BM: Böhmisches Massiv (ohne ST); ST: Saxothuringikum; TF: Tauern; Alp: Alpen (Silvretta, Ötztal); SW: Schwarzwald; MC: *Massif Central*; AM: Armorikanisches Massiv; WS: West-Sudeten; ES: Ost-Sudeten. Literatur-Daten aus: Michard et al., 1985; Liew & Hofmann, 1988; Christinas et al., 1991b; Eichhorn, 1995; Siebel et al., 1995, 1997; Downes et al., 1997; Hoinkes et al., 1997; Schaltegger et al., 1997; Ihlenfeld et al., 1998; Chen et al., 2000; Hegner & Kröner, 2001.

Lithosphäre) oder krustale Kontamination an (Pin & Paquette, 1997). Eine negative Nb-Anomalie und unfraktionierte HREE schließen Affinitäten zu einem intrakontinentalen *rift*- oder *mantle plume*-bezogenen Magmatismus aus. Gegen krustale Kontamination sprechen ein niedriges $(Th/La)_{CN}$ -Verhältnis und der primitive Charakter ($mg\# = 71$). Aufgrund der Nd-Isotopie sowie der REE- und Spurenelementsignaturen (Kap. 5.3) wird eine durch Subduktionsfluide an inkompatiblen Elementen angereicherte Mantelquelle (subkontinentale Lithosphäre) vermutet.

Leuokrater Metamagmatite aus dem südlichen Oberpfälzer Wald (SOW3-2, SOW9-1) mit

Altern um 475 Ma (Mielke et al., 1996) haben mit -2,7 und -1,9 ein ähnliches Spektrum an $\epsilon_{Nd(t)}$ -Werten wie leuokrater Metamagmatite aus der Umgebung von Passau. Auch bei diesen Proben ist von einer Beteiligung von nur geringen Anteilen an altem, kontinentalem Krustenmaterial auszugehen. Ein in der Umgebung vorkommender Metabasit (SOW30-2) ist mit $\epsilon_{Nd(t)} = +7,9$ von einem verarmten Mantelreservoir abzuleiten. Dies stimmt überein mit der geochemischen N-MORB-Signatur dieser Probe (Kap. 5.3).

Der niedrige $\epsilon_{Nd(t)}$ -Wert von -6,3 eines ~ 475 Ma alten, leuokraten Metamagmatits (KG2-2) aus dem Künischen Gebirge impliziert

einen hohen Anteil an altem, kontinentalem Krustenmaterial. Der $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ -Wert reicht an Werte heran, die in den umgebenden Metasedimenten des Künischen Gebirges (Ihlenfeld et al., 1998) und in weiteren Paragneisen im Moldanubikum des Böhmisches Massivs (Liew & Hofmann, 1988) auftreten (Abb. 6-3). Vergleichbare Nd-Modellalter von KG2-2 (1,6 Ga) und von Metasedimenten im Moldanubikum des Böhmisches Massivs (1,7-1,9 Ga; Liew & Hofmann, 1988; Ihlenfeld et al., 1998) deuten auf eine ähnliche kontinentale Kruste als Magmenquelle hin. Der niedrige $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ -Wert weist Probe KG2-2 als anatektische Schmelze aus, die von einer kontinentalen Kruste mit mesoproterozoischen Nd-Modellaltern abstammt. Die anatektische Aufschmelzung könnte stattgefunden haben aufgrund von Krustenverdickung während einer Kontinent-Kontinent-Kollision oder an einem andinotypen, aktiven Kontinentalrand.

Im Hinteren Bayerischen Wald treten ~ 485 Ma alte, leukokrate Metamagmatite mit rhyodacitischem bzw. granodioritischem Chemismus auf. $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ -Werte zwischen -0,5 und -4,4 (HBW1-1, HBW7-1, HBW31-2) belegen für diese Gruppe von leukokraten Metamagmatiten stark variable Anteile an juvenilem und altem Krustenmaterial in der Magmenquelle; die $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ -Werte stimmen mit den oben beschriebenen Spektren (mit Ausnahme von Probe KG2-2) weitgehend überein.

Die Nd-Isotopie der leukokraten Metamagmatite legt für die meisten leukokraten Metamagmatite, unabhängig von ihren Bildungsaltern, eine im Wesentlichen identische, wenig heterogene, kontinental beeinflusste Magmenquelle nahe. Mit Ausnahme der Probe KG2-2 (Künisches Gebirge) haben die untersuchten leukokraten Metamagmatite mäßig negative $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ -Werte, die auf variable Anteile alten, kontinentalen Krustenmaterials an der Magmenquelle hinweisen. Mesoproterozoische Nd-Modellalter der leukokraten Metamagmatite sind aufgrund neoproterozoischer und neoarchaischer Zirkone (Kap. 4.4.1) im Wesentlichen als Mischalter zu interpretieren.

6.2 Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteinsdatierungen

PA8-2 Leukokrater Metamagmatit (Passau)

Die Granate der Probe PA8-2 sind blassrosa bis braunrosa, oft rissig und haben meist zahlreiche helle und dunkle Einschlüsse. Für die Analyse wurden Granate ohne sichtbare Einschlüsse separiert.

An der Granat-Fraktion wurde ein für Granate extrem niedriges $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0,1370 ermittelt, welches im Bereich des Gesamtgesteins-Verhältnisses von 0,1215 liegt. Darüber hinaus liegt das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis der Granate mit 0,512207 ebenfalls im Bereich des Gesamtgesteins-Nd-Verhältnisses von 0,512211 (Tab. 6-1). Eine interpretierbare Regressionsgerade ist demzufolge nicht zu berechnen.

Eine mögliche Erklärung ist, dass REE-reiche Einschlüsse (Monazit) trotz *leaching* nicht vollständig präparativ entfernt werden konnten. Bereits geringe Mengen fein verteilten Monazits, die unter Umständen auch durch *leaching* nicht entfernt werden können (Hensen & Zhou, 1995), können zu durchgreifenden Störungen bei der Messung der Nd-Isotopie der Granate führen.

Andererseits könnte die gestörte Sm-Nd-Isotopie der Granate aus PA8-2 auf den Einfluss von lokaler Fluidzirkulation und/oder Scherung auf die Granat-Rekristallisation (Villa, 1998) zurückzuführen sein, da das Vorkommen PA8-2 in der Nähe einer Mylonitzone (Aicha-Halser Nebenpfahl) liegt.

SOW3-2 Leukokrater Metamagmatit (Südlicher Oberpfälzer Wald)

Aus Probe SOW3-2 wurde eine Fraktion klarer, pinkfarbener, einschlussfreier Granate separiert und analysiert. Die Gesamtgesteinsprobe und die Granat-Fraktion definieren eine Sm-Nd-Zweipunkt-Isochrone mit einem Alter von $323,5 \pm 3,3$ Ma (Abb. 6-4).

Für den Höhepunkt der variszischen LPHT-Metamorphose werden im nördlichen und mittleren Teil des Bayerischen Waldes Drücke

zwischen 0,3 und 0,4 GPa (3,0-4,0 kbar) und Temperaturen von 640-800°C (Blümel & Schreyer, 1977; Tanner et al., 1993; Schuster, 1994) bzw. Minimum-Bedingungen von 0,5-0,7 GPa und 800-850°C (Kalt et al., 1999) angegeben.

Schließtemperaturen (Dodson, 1973) für das Sm-Nd-System in Granaten aus granulitfazialen Gneisen und Amphiboliten liegen bei $600 \pm 30^\circ\text{C}$ (Mezger et al., 1992). Hensen & Zhou (1995) ermittelten an Granaten aus granulitfazialen Mafiten Schließtemperaturen von 700-750°C.

Pfad der variszischen Metamorphose zwischen ~ 325-310 Ma.

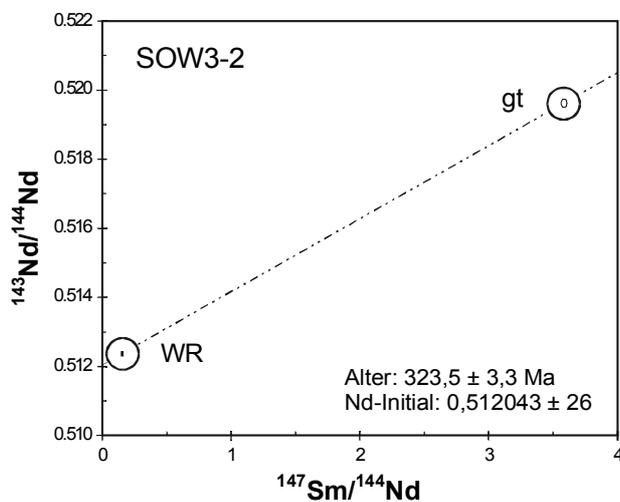


Abb. 6-4: Sm-Nd-Isochronendiagramm des leukokraten Metamagmatits SOW3-2 (südlicher Oberpfälzer Wald). Gesamtgestein (WR) und Granat (gt) definieren eine Zweipunkt-Isochrone mit einem Alter von $323,5 \pm 3,3$ Ma. Die Lage der Fehlerellipsen (2σ) ist durch Kreise markiert.

Vor dem Hintergrund, dass die Temperaturen während der LPHT-Metamorphose 640°C überstiegen haben, möglicherweise $> 850^\circ\text{C}$ erreichten, wird das Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteinsalter von $323,5 \pm 3,3$ Ma als Abkühlalter interpretiert. Die Equilibrierung der Nd-Isotopie zwischen Gesamtgestein und Granat fand im Bereich der tieferen Kruste statt.

Für leukokratische Metamagmatite aus der unmittelbaren Umgebung (Waldmünchen) werden Rb-Sr-Biotit-Abkühlalter zwischen $308 \pm 2,6$ und $320 \pm 2,7$ Ma mitgeteilt (Mielke, 1990). Zusammen genommen dokumentieren die Granat- und Biotit-Abkühlalter den retrograden

7. Zusammenfassung der Ergebnisse

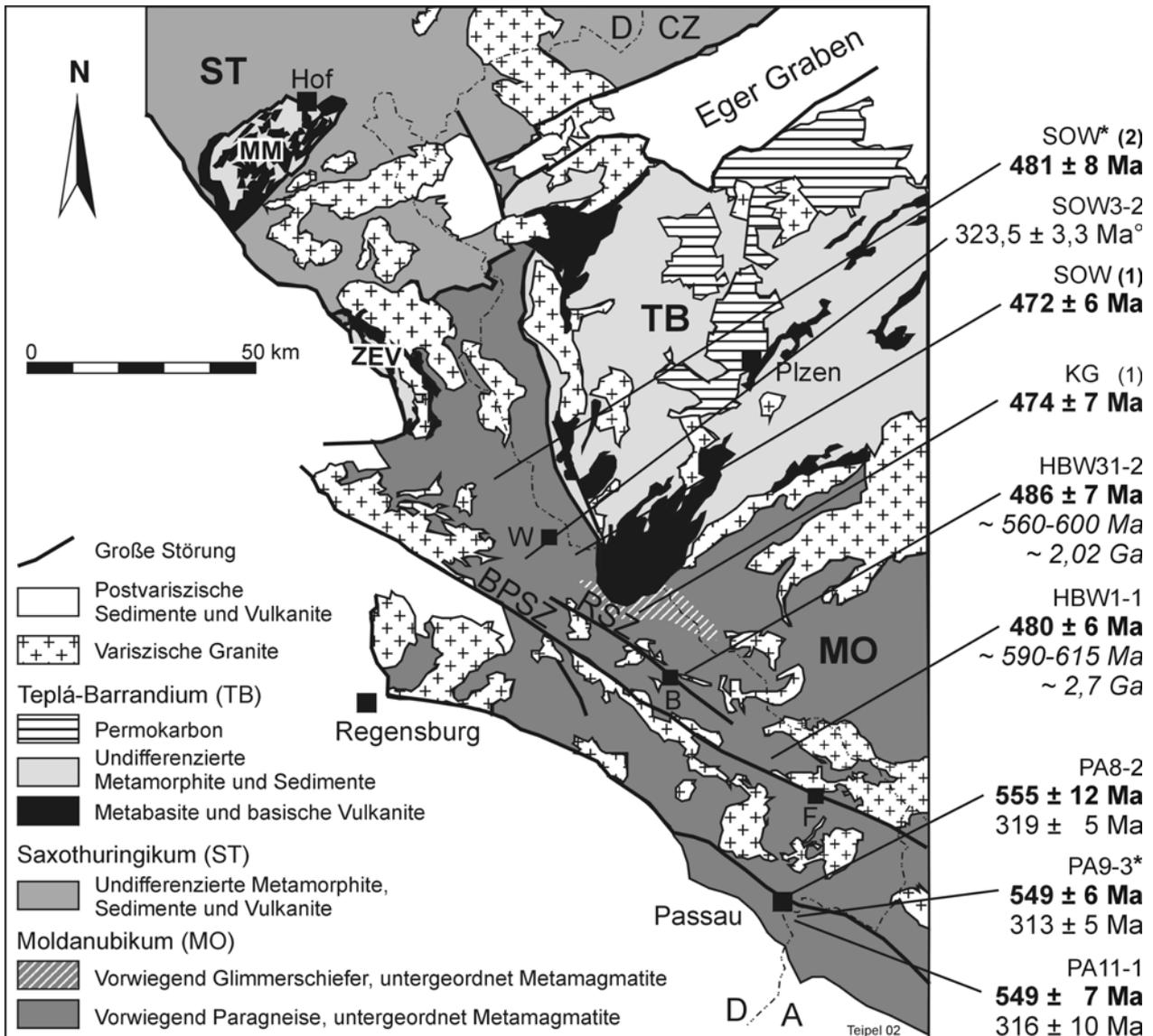


Abb. 6-5: Geologische Übersichtskarte des westlichen Böhmisches Massivs (vereinfacht und modifiziert nach der Geologischen Karte von Bayern, 1:500000, 1996 und Troll, 1967b) mit magmatischen Altern (**fett**), Altern ererbter Kerne (*kursiv*) und Metamorphose-Altern (normal) der in dieser Arbeit datierten Proben (mit Probenbezeichnung) sowie weiterer relevanter Altersdaten (1: Mielke et al., 1996; 2: Teipel et al., 2002). Die Proben stammen aus der Umgebung von Passau (PA), aus dem Hinteren Bayerischen Wald (HBW), aus dem südlichen Oberpfälzer Wald (SOW) und aus dem Künischen Gebirge (KG). Die datierten Gesteine sind überwiegend leukokrate Metamagmatite; Metabasite sind mit Stern (*) gekennzeichnet. Es handelt sich um U-Pb-SHRIMP-Zirkon-Datierungen mit Ausnahme einer mit einem Kreis (°) gekennzeichneten Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteinsdatierung. Abkürzungen siehe Abb. 2-1.

Die Ergebnisse aus den U-Pb-SHRIMP-Datierungen an Zirkonen, aus der Untersuchung der Zirkonmorphologie, aus der Geochemie sowie aus der Nd-Isotopie, die an leukokraten Gneisen

und Metabasiten aus dem Moldanubikum des Bayerischen Waldes im Rahmen der vorliegenden Arbeit ermittelt wurden, lassen sich wie folgt zusammenfassen:

In der Umgebung von Passau sind leukokrate Metamagmatite (Kalifeldspat-Gneise) sowie ein Metabasit (Amphibolit) durch Zirkonalter von 549 ± 6 Ma, 549 ± 7 Ma und 555 ± 12 Ma einer Phase magmatischer Aktivität im oberen Vendium* um ~ 550 Ma zuzuordnen.

Geochemisch sind diese leukokraten Metamagmatite als Rhyolithe mit S-Typ-Charakter zu klassifizieren. Fraktionierte REE (Seltenerd-elemente)-Muster, angereicherte LREE (leichte REE) und HFSE (*high field strength elements*), niedrige Gehalte an Nb, Ta, P und Ti sowie hohe Th-Gehalte verweisen auf eine Entstehung mit Beteiligung kontinentaler Kruste und/oder mit Subduktionseinfluss. Relativ hohe $\epsilon_{Nd(t)}$ -Werte (-4,6 bis -1,7) deuten auf variable, eher geringe Anteile an altem, kontinentalem Krustenmaterial bei der Magmenquelle hin.

Ein mit den leukokraten Metamagmatiten assoziiertes, subalkalisches Metabasit mit primitivem Charakter ($mg\# = 71$), erhöhten LREE-Gehalten und einem mäßig positiven $\epsilon_{Nd(t)}$ -Wert (+1,2) stammt von einer an inkompatiblen Elementen angereicherten Mantelquelle ab. Niedrige Nb-, P- und Ti-Gehalte sprechen für eine Entstehung in einem Subduktionsmilieu.

Im Hinteren Bayerischen Wald (Bodenmais – Spiegelau – Freyung) belegen leukokrate Metamagmatite (Plagioklas-Gneise) mit magmatischen Altern von 480 ± 6 und 486 ± 7 Ma unterordovizischen Magmatismus.

Diese Gruppe leukokrater Metamagmatite zeichnet sich durch rhyodacitischen bzw. granodioritischen Chemismus mit S-Typ-Charakter aus. LREE- und HFSE-Gehalte sind im Wesentlichen erhöht. Niedrige Gehalte an Nb, Ta, Sr, P und Ti sind charakteristisch für den Einfluss von Subduktion und/oder kontinentaler Kruste. $\epsilon_{Nd(t)}$ -Werte zwischen -0,5 und -4,4 legen variable Anteile an juvenilem und

altem Krustenmaterial an der Magmenquelle nahe. Die Zirkontypologie verweist auf eine krustale (anatektische oder migmatische) Herkunft dieser leukokraten Metamagmatite.

Die Internstrukturen von Zirkonen geben Hinweise auf komplexe, (spät)magmatische Rekristallisations- bzw. Ausheilungsprozesse. Bei einzelnen Zirkonanalysen wurde reverse Diskordanz (ein "überkonkordantes" U-Pb-Alter) bzw. scheinbare Altersumkehrung (die Außenzone des Zirkons hat ein scheinbar höheres U-Pb-Alter als die Innenzone) festgestellt. Diese Phänomene werden ebenfalls als Hinweise auf komplexe, (spät)magmatische Rekristallisations- bzw. Ausheilungsprozesse interpretiert; diese Prozesse fanden vermutlich während vergleichsweise langsamer Abkühlung der Magmen statt.

Erebtete Zirkonkerne dokumentieren archaische ($\sim 2,70$ Ga), paläoproterozoische ($\sim 2,02$ Ga) und neoproterozoische (560-615 Ma) Ereignisse.

Leukokrate Metamagmatite (Kalifeldspat-Gneise) aus dem südlichen Oberpfälzer Wald und dem Künischen Gebirge, für die unterordovizische Bildungsalter von ~ 475 Ma mitgeteilt werden (Mielke et al., 1996), sind geochemisch als Rhyolithe mit S-Typ-Charakter anzusprechen. Sie zeichnen sich aus durch nur mäßig angereicherte LREE und HFSE, negative Ti- und fehlende P-Anomalien. Die Zirkontypologie bestätigt den krustalen S-Typ-Charakter.

Bei leukokraten Metamagmatiten aus dem südlichen Oberpfälzer Wald (Waldmünchen – Rötze) fehlen Eu-Anomalien, die Th-Gehalte sind vergleichsweise niedrig, die $\epsilon_{Nd(t)}$ -Werte liegen zwischen -2,7 und -1,9; Nb-Ta- und Ti-Anomalien sind negativ ausgebildet. Diese Magmen stammen möglicherweise von einer Magmenquelle mit juvenilem, subduktionsbeeinflusstem Ausgangsmaterial ab oder sind auf subduktionsbezogenen Magmatismus mit relativ geringen Anteilen an altem, kontinentalem Krustenmaterial zurückzuführen. In der Nähe kommt ein Metabasit (Amphibolit) mit N-MORB-Signatur und hohem $\epsilon_{Nd(t)}$ (+7,9) vor,

* Die Bezeichnung Vendium wird als Synonym für die informell "Neoproterozoikum III" genannte, oberste proterozoische Periode (*Terminal Proterozoic System*) verwendet (Landing, 1994; Grotzinger et al., 1995; Knoll, 1996; Deutsche Stratigraphische Kommission, 2002). Vgl. Chronostratigraphische Tabellen, Anhang 10.3.

der von einem verarmten Mantelreservoir abzuleiten ist. Für diesen Metabasit wird ebenfalls ein unterordovizisches Alter angenommen, aufgrund petrographischer und geochemischer Übereinstimmungen mit einem auf 481 ± 8 Ma datierten Metabasit aus der Nähe von Oberviechtach (südlicher Oberpfälzer Wald) (Teipel et al., 2002).

Im Künischen Gebirge (Rittsteig – Lam) implizieren mäßig angereicherte LREE, negative Eu-Anomalien, negative Nb-Ta-Anomalien, erhöhte Th-Gehalte und ein niedriger $\epsilon_{Nd(t)}$ -Wert (-6,3) von leukokraten Metamagmatiten einen hohen Anteil an altem, kontinentalem Krustenmaterial an der Magmenquelle, möglicherweise auch Subduktionseinflüsse. Assoziierte Metabasite mit andesitischer Zusammensetzung und kalkalkalischem Charakter zeigen mit erhöhten LREE- und Th-Gehalten sowie negativen Nb-Ta- und Ti-Anomalien Hinweise auf eine geotektonische Position im Bereich einer kontinental beeinflussten Subduktionszone.

Eine Gruppe leukokrater Gneise aus dem südlichen Oberpfälzer Wald und dem nördlichen Bayerischen Wald (Waldmünchen – Bodenmais) zeigt auffällig niedrige REE- und HFSE-Gehalte, hohe P-Gehalte und überwiegend positive Eu-Anomalien. Dies spricht für eine Entstehung dieser leukokraten Gneise durch Teilaufschmelzung im Rahmen von Migmatisierung (Leukosombildung) und gegen die bisher angenommene vulkanische Herkunft (Mielke, 1990, 2002; Ott & Rohrmüller, 1998).

Im Rahmen der geochronologischen Untersuchungen wurden folgende Hinweise auf metamorphe Ereignisse gefunden:

In der Umgebung von Passau ist metamorphes Zirkonwachstum im Oberkarbon durch mittlere Randsaumalter von 313 ± 5 Ma, 316 ± 10 Ma und 319 ± 5 Ma belegt. Morphologisch unterschiedliche Randsäume mit unterschiedlichen Einzelaltern dokumentieren mehrphasiges Zirkonwachstum. Anhand der wenigen vorliegenden Daten lässt sich vermuten, dass die inneren

Randsäume auf eine anatektische Phase um 325-330 Ma hinweisen, während die Rekristallisation durch metamorphe Fluide in den äußeren Randsäumen um 310 Ma angenommen werden kann. In den untersuchten leukokraten Metamagmatiten aus dem Hinteren Bayerischen Wald wurden keine Anzeichen für metamorphes Zirkonwachstum während der variszischen Metamorphose festgestellt. Ein an einem leukokraten Metamagmatit aus dem südlichen Oberpfälzer Wald (Rötze) ermitteltes Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteinsalter von $323,5 \pm 3,3$ Ma wird als Abkühlalter interpretiert. Die Metamorphose-Entwicklung der Metamagmatite ist nicht vorrangiges Thema dieser Arbeit und wird nicht weiter diskutiert.

8. Diskussion

8.1 Hinweise auf das ursprüngliche, präkambrische Grundgebirge

Erebt Zirkonkerne von unterordovizischen leukokraten Metamagmatiten aus dem Hinteren Bayerischen Wald geben Hinweise auf archaische ($\sim 2,70$ Ga), paläoproterozoische ($\sim 2,02$ Ga) und neoproterozoische (615–560 Ma) Ereignisse.

Die paläoproterozoisch-archaischen Alterswerte fügen sich ein in das typische Altersspektrum detritischer Zirkone aus dem Bayerischen Wald und Südböhmen von etwa 1,7–2,0 Ga, 2,4 Ga, 2,6–2,7 Ga und 3,8 Ga (Grauert et al., 1973; Kröner et al., 1988; Teufel, 1988; Gebauer et al., 1989; Propach et al., 2000). Im Vergleich mit möglichen Herkunftsgebieten für die ererbten paläoproterozoisch-archaischen Zirkone lassen sich die Altersspektren der Gesteine des Bayerischen Waldes zeitlich der Liberischen und der Eburnischen Phase des Westafrika-Kratons bzw. der Zentral-Amazonischen und der Trans-Amazonischen Phase im Amazonas-Kraton zuordnen (Zusammenstellungen in: Nance & Murphy, 1996; Söllner et al., 1997). Das Fehlen mesoproterozoischer Alter spricht jedoch eher für eine Herkunft aus dem Bereich des Westafrika-Kratons am Gondwana-Nordrand (Nance & Murphy, 1996; Fernández-Suárez et al., 2002). Direkte Hinweise auf ein paläoproterozoisches Grundgebirge im Böhmisches Massiv stellen tektonisch eingeschuppte Orthogneise mit Altern von 2104–2048 Ma im südlichen Teil des Böhmisches Massivs dar (Wendt et al., 1993).

Neoproterozoische, magmatische Zirkonkerne mit Altern zwischen 560 Ma und 615 Ma lassen sich dem für peri-Gondwana *terrane*s (insbesondere Avalonia und *Armorican terrane assemblage*) charakteristischen cadomischen (panafrikanischen), subduktionsbezogenen Magmatismus (Nance et al., 1991) zuordnen und legen ebenfalls Beziehungen des "Bayeri-

schen Waldes"* zum Gondwana-Nordrand nahe.

Das Spektrum der $\epsilon_{Nd(t)}$ -Werte (-0,5 - -6,3) sowie mesoproterozoische Nd-Modellalter (1,2–1,6 Ga) sind charakteristisch für die *Armorican terrane assemblage* und sprechen gegen Affinitäten zu West-Avalonia (Nance & Murphy, 1994, 1996). Die Nd-Isotopie der leukokraten Metamagmatite ist gut vereinbar mit der aufgrund ererbter Zirkonernalter vermuteten Position des "Bayerischen Waldes" im Bereich des Westafrika-Kratons am Gondwana-Nordrand.

8.2 Obervendischer Magmatismus (~ 550 Ma)

Die Spurenelementsignaturen und die Nd-Isotopie von leukokraten Metamagmatiten mit obervendischen, magmatischen Altern um 550 Ma in der Umgebung von Passau werden als Hinweise auf eine Entstehung im Bereich einer kontinental beeinflussten Subduktionszone mit geringen Anteilen an alter kontinentaler Kruste angesehen. Der mäßig positive $\epsilon_{Nd(t)}$ -Wert von +1,2 eines altersgleichen Metabasits deutet auf eine an inkompatiblen Elementen (LREE, LILE) angereicherte Mantelquelle (z.B. *mantle plume*, intrakontinentales *rifting* oder subkontinentale Lithosphäre) oder auf krustale Kontamination hin (Pin & Paquette, 1997). Eine negative Nb-Anomalie und unfraktionierte HREE (schwere REE) sprechen jedoch gegen intrakontinentalen *rift*- oder *plume*-bezogenen Magmatismus und verweisen auf ein Subduktionsmilieu. Gegen krustale Kontamination sprechen ein niedriges $(Th/La)_{CN}$ -Verhältnis und der primitive Charakter ($mg\# = 71$) des Metabasits. Die Spurenelement- und Nd-Isoto-

* In der folgenden Diskussion wird die Bezeichnung "Bayerischer Wald" (in Anführungszeichen) verwendet, um das Gebiet des Bayerischen Waldes zur Zeit des Neoproterozoikum bis Unterordovizium zu benennen.

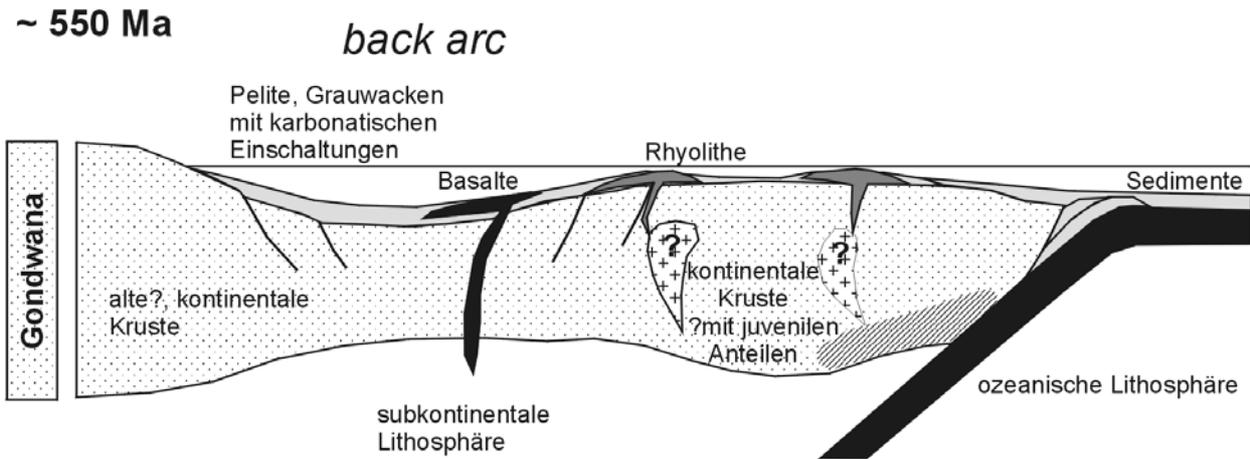


Abb. 8-1: Modell für den obervendischen Magmatismus an einem aktiven Kontinentalrand mit ensialischem *back arc* im Gebiet des heutigen südlichen Bayerischen Waldes (Umgebung von Passau). Direkte Hinweise auf alte, kontinentale Kruste in Form von ererbten Zirkonkernen fehlen.

pie-Charakteristika der leukokraten Metamagmatite und des Metabasits sind gut vereinbar mit einer Entstehung an einer kontinental beeinflussten Subduktionszone (Downes et al., 2001), vermutlich im Zusammenhang mit beginnender, ensialischer *back arc*-Entwicklung (Pin & Paquette, 1997). Die Magmenquelle der leukokraten Metamagmatite ist gekennzeichnet durch geringe Anteile an alter kontinentaler Kruste; möglicherweise handelte es sich um akkretionierte Sedimente eines älteren (?cadomischen) aktiven Kontinentalrandes (Abb. 8-1). Ein Zusammenhang mit transtensionalen Bewegungen (mit Entwicklung von *pull apart* Becken), wie z.B. im Teplá-Barrandium für den Zeitraum 530-510 Ma angenommen wird (Zulauf et al., 1999), ist möglich, jedoch nicht belegbar.

Magmatische Alter um 550 Ma sind aus dem Moldanubikum des Bayerischen Waldes bisher nicht bekannt. Vergleichbare Alter von Paragneisen um 565 Ma (Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen, nördlicher Bayerischer Wald; (Grauert et al., 1974; Köhler & Müller-Sohnius, 1980) bzw. um 540 Ma (U-Pb-Datierungen an Zirkon, nördlicher Oberpfälzer Wald; Teufel, 1988) werden als Hinweise auf metamorphe Ereignisse interpretiert.

An das Moldanubikum des Bayerischen Waldes grenzen das Saxothuringikum und das Teplá-Barrandium; dort reicht der subduktionsbezo-

gene, cadomische Magmatismus von 631 ± 4 Ma bis etwa 559 ± 3 Ma (Linnemann et al., 2000; Dörr et al., 2002). Ab 541 ± 7 Ma setzt in diesem Bereich eine Phase mit Granitoidintrusionen (~ 540 - 530 Ma) ein, die im Zusammenhang mit Obduktion und Kollision gesehen wird (Linnemann et al., 2000; Dörr et al., 2002). Zwischen den Phasen magmatischer Aktivität belegen K-Ar-Hornblende- und U-Pb-Monazit-Datierungen eine hochgradige Metamorphose um 547-551 Ma im Saxothuringikum und Teplá-Barrandium, die mit der Kollision eines Mikrokontinents mit Gondwana in Verbindung gebracht wird (Zulauf et al., 1999; Bues et al., 2002). Aufgrund der vorliegenden Daten wird vermutet, dass die Entwicklungen im Saxothuringikum/Teplá-Barrandium und im "Bayerischen Wald" in diesem Zeitraum Unterschiede aufweisen.

8.3 Unterordovizischer Magmatismus ($\sim 485 - 475$ Ma)

Geochemische und geochronologische Daten von leukokraten Metamagmatiten aus dem Hinteren Bayerischen Wald, dem südlichen Oberpfälzer Wald und dem Künischen Gebirge deuten auf kontinental beeinflussten Magmatismus unter konvergenten Bedingungen, vermutlich mit Subduktion, im Unterordovizium zwischen ~ 485 und ~ 475 Ma hin. Zwischen

diesen drei Gebieten bestehen geringfügige Unterschiede bezüglich Alter und Platznahme der Metamagmatit-Protolithen sowie der vermuteten Anteile an juvenilem und altem, kontinentalem Material an den Magmenquellen.

Im Hinteren Bayerischen Wald ist von einer intrusiven Platznahme der untersuchten leukokraten Metamagmatite auszugehen (Bauberger, 1977; Ott, 1988). U-Pb-Zirkonalter von 486 ± 7 und 480 ± 6 Ma werden als magmatisches Bildungsalter bzw. als leicht verjüngtes, magmatisches Bildungsalter interpretiert. Spurenelementsignaturen und Nd-Isotopie dieser leukokraten Metamagmatite deuten auf eine Entstehung an einem andinotypen, aktiven Kontinentalrand um ~ 485 Ma (Unterordovizium) hin.

Leukokrate Metamagmatite aus dem südlichen Oberpfälzer Wald werden als saure Metavulkanite interpretiert (Mielke, 1990, 2002) und aufgrund einer SHRIMP-Zirkon-Datierung von ~ 475 Ma ins Unterordovizium gestellt (Mielke et al., 1996). Geochemie und Nd-Isotopie zeigen Subduktionseinflüsse mit relativ geringer kontinentaler Beeinflussung (im Vergleich zu den übrigen leukokraten Metamagmatiten) an. In der Nähe kommen Metabasite mit N-MORB-Charakter vor, die heute als Amphibolite vorliegen. Für diese Amphibolite werden aufgrund eines U-Pb-SHRIMP-Alters von 481 ± 8 Ma (Teipel et al., 2002) an einem Eklogitamphibolit mit N-MORB-Charakter (Wamsler, in Vorb.) aus dem südlichen Oberpfälzer Wald ebenfalls unterordovizische Bildungsalter angenommen. Eklogitamphibolite mit Übergängen zu Amphiboliten sind im Oberpfälzer Wald bekannt (Düsing, 1959). Wahrscheinlich stellen derartige Amphibolite retrogressierte Äquivalente von Eklogitamphiboliten dar (freundl. mündl. Mitt. Dr. J. Rohrmüller, 2002).

Gemeinsam auftretende Mafite mit N-MORB-Charakter und peraluminöse Felsite mit krustalem Charakter können nach Pin & Paquette (1997) ein Hinweis auf kontinentales *rifting* (z.B. *Basin & Range Province*) sein; im südli-

chen Oberpfälzer Wald widerspricht dem jedoch der hohe $\epsilon_{Nd(t)}$ -Wert (+7,9) des Metabasits. Eine geochemisch ähnliche, bimodale Assoziation wird von Caprarelli & Leitch (1998) als Hinweis auf einen andinotypen Kontinentalrand im Zusammenhang mit *slab breakoff*-induziertem *rifting* diskutiert. Es handelt sich bei den Metabasiten im südlichen Oberpfälzer Wald jedoch möglicherweise um tektonisch eingeschuppte Körper (Rohrmüller et al., 1996). In diesem Fall deutet der N-MORB-Charakter der Metabasite auf die Existenz von unterordovizischer, ozeanischer Kruste. Die geochemischen Signaturen der leukokraten Metamagmatite weisen entweder auf die Bildung an einer Subduktionszone mit vergleichsweise geringen Anteilen an altem Krustenmaterial oder auf die Aufschmelzung von juvenilem, subduktionsbeeinflusstem Ausgangsmaterial (?akkretionierte Sedimente, Mafite) in verdickter Kruste hin.

In dem angenommenen, konvergierenden Umfeld (aktiver Kontinentalrand und/oder Akkretion/Kollision) ist zeitgleiche Anatexis in tieferen Krustenstockwerken zu vermuten. Möglicherweise sind die aufgrund geochemischer Kriterien als Leukosome identifizierten leukokraten Gneise aus diesem Gebiet Relikte einer beginnenden Teilaufschmelzung. Während der variszischen Orogenese könnten diese tieferen Krustenbereiche samt Leukosomen mit oberkrustalen, vulkano-sedimentären Einheiten tektonisch verschuppt worden sein. Folglich könnten Leukosome im südlichen Oberpfälzer Wald und im nördlichen Bayerischen Wald zumindest teilweise unterordovizische Alter um 490-480 Ma haben. Hinweise auf mögliche anatektische Ereignisse im Unterordovizium zwischen 490-470 Ma geben Rb-Sr-Datierungen an Anatexiten aus dem Bayerischen Wald und dem Schwarzwald (Hofmann & Köhler, 1973; Grauert et al., 1974; Köhler et al., 1989). Eine Entstehung von Leukosomen während der variszischen Orogenese ist damit jedoch nicht ausgeschlossen.

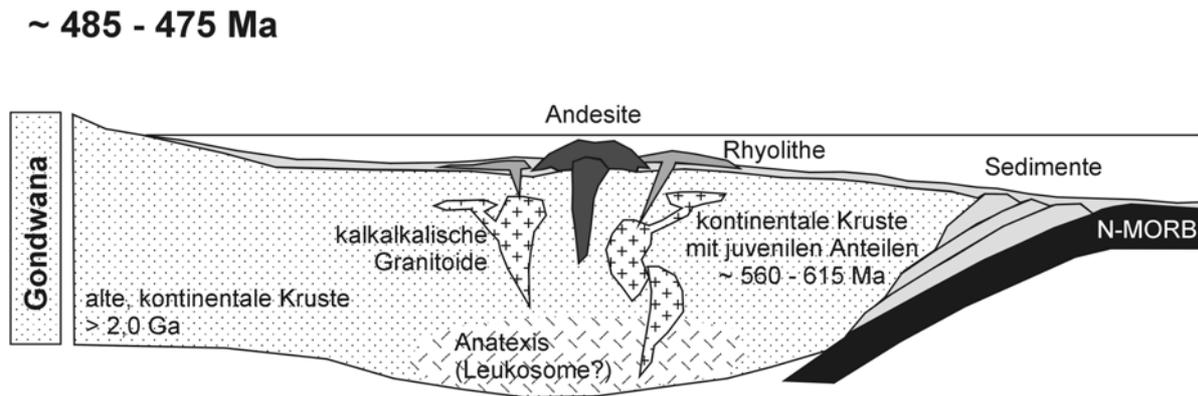


Abb. 8-2: Zusammenfassendes Modell für den unterordovizischen Magmatismus an einem aktiven Kontinentalrand im Gebiet des heutigen Bayerischen Waldes.

Alte, kontinentale Kruste (vermutlich Gondwana) ist durch ererbte Zirkonkerne dokumentiert. Neoproterozoische Zirkonkernalter, Nd-Isotopie und Geochemie deuten auf das Vorhandensein von juvenilem, subduktionsbezogenem Material mit panafricanischen Altern in der Magmenquelle hin; möglicherweise handelt es sich um Relikte und/oder Sedimente eines älteren (prä-485 Ma) aktiven Kontinentalrandes.

Im Künischen Gebirge treten leukokrate Metamagmatite und Metabasite vulkanischen Ursprungs auf. Die Datierung eines leukokraten Metamagmatits mit 474 ± 7 Ma (Mielke et al., 1996) belegt, wie im südlichen Oberpfälzer Wald, Magmatismus im Unterordovizium. Im Unterschied zur Situation im südlichen Oberpfälzer Wald ist bei den leukokraten Metamagmatiten im Künischen Gebirge geochemisch und durch die Nd-Isotopie jedoch ein hoher Anteil alten, kontinentalen Krustenmaterials belegt. Der niedrige $\epsilon_{Nd(t)}$ -Wert von $-6,3$ weist auf eine anatektische Bildung der Magmen hin. Die anatektische Aufschmelzung könnte stattgefunden haben aufgrund von Krustenverdickung in einem kollisionalen Umfeld oder an einem andinotypen, aktiven Kontinentalrand. Assoziierte Metabasite mit andesitischen Zusammensetzungen und Subduktionssignaturen sprechen eher für eine Entstehung an einem aktiven Kontinentalrand.

Im Bereich des "Bayerischen Waldes" ist für das Unterordovizium im Wesentlichen von einer geotektonischen Position in einem konvergenten Umfeld auszugehen; vermutet wird ein aktiver Kontinentalrand (Abb. 8-2), möglicherweise mit Bereichen mit Akkretion. Geochemische Hinweise auf *rift*-bezogenen Mag-

matismus wurden an den untersuchten Metamagmatiten nicht gefunden.

8.4 Paläogeographisches Modell

Die an leukokraten Metamagmatiten und Metabasiten aus dem Bayerischen Wald gewonnenen geochronologischen, geochemischen und isotopegeochemischen Ergebnisse erlauben eine zumindest spekulative Rekonstruktion der paläogeographischen Position des Bayerischen Waldes im oberen Vendium und Unterordovizium:

Die Nd-Isotopie sowie ererbte Zirkonalter verweisen auf eine ursprüngliche Position des "Bayerischen Waldes" am Gondwana-Nordrand im Bereich des Westafrika-Kratons. Ererbte Zirkonkerne mit Altern zwischen 615-560 Ma deuten auf den in peri-Gondwana *terrane*s weit verbreiteten, subduktionsbezogenen, cadomischen Magmatismus hin (Nance et al., 1991; Linnemann et al., 2000).

Die Entwicklung des subduktionsbezogenen, cadomischen Magmatismus im Bereich Mitteleuropas erfolgte nicht zeitgleich: Für das Saxothuringikum werden Alter zwischen 630-560 Ma angegeben (Linnemann et al., 2000), für den "Bayerischen Wald" ~ 550 Ma (diese Arbeit); aus dem prävariszischen Grundgebirge

der Alpen (Protoalpen) liegen Altersangaben von ~ 550 Ma aus dem Tauernfenster (Habach *terrane*; Eichhorn et al., 2001) und 535-520 Ma aus dem Silvretta-Gebiet (Schaltegger et al., 1997) vor. Den diachronen Charakter der Entwicklung des subduktionsbezogenen Magmatismus in den peri-Gondwana *terrane*s stellen bereits Nance & Murphy (1996) im Falle Avalonias fest. Hieraus wird ein Modell für Avalonia und die "östliche" Fortsetzung (*Armorican terrane assemblage* mit Iberia und Cadomia) mit schräger Subduktion, Kollision eines mitelzozeanischen Rückens mit der Subduktionszone (*ridge-trench-Kollision*) und Transformstörungen (Murphy et al., 2000;

Fernández-Suárez et al., 2002; Nance et al., 2002) analog zur Nordamerikanischen Kordillere (Patchett & Chase, 2002) abgeleitet (Abb. 8-3).

Im Bayerischen Wald ist um ~ 550 Ma (Oberes Vendium) von einer Position an einem aktiven Kontinentalrand vermutlich mit ensialischer *back arc*-Entwicklung auszugehen. Ähnliche magmatische Alter sind aus dem prävariszischen Grundgebirge der Alpen (Protoalpen) bekannt: Inselbogenbasalte mit magmatischen Altern zwischen 542 ± 2 und 552 ± 3 Ma kommen südlich des Tauernfensters vor (Schulz & Bombach, 2002). Im Habach *terrane* (Tauernfenster) weisen subduktionsbezogene basische

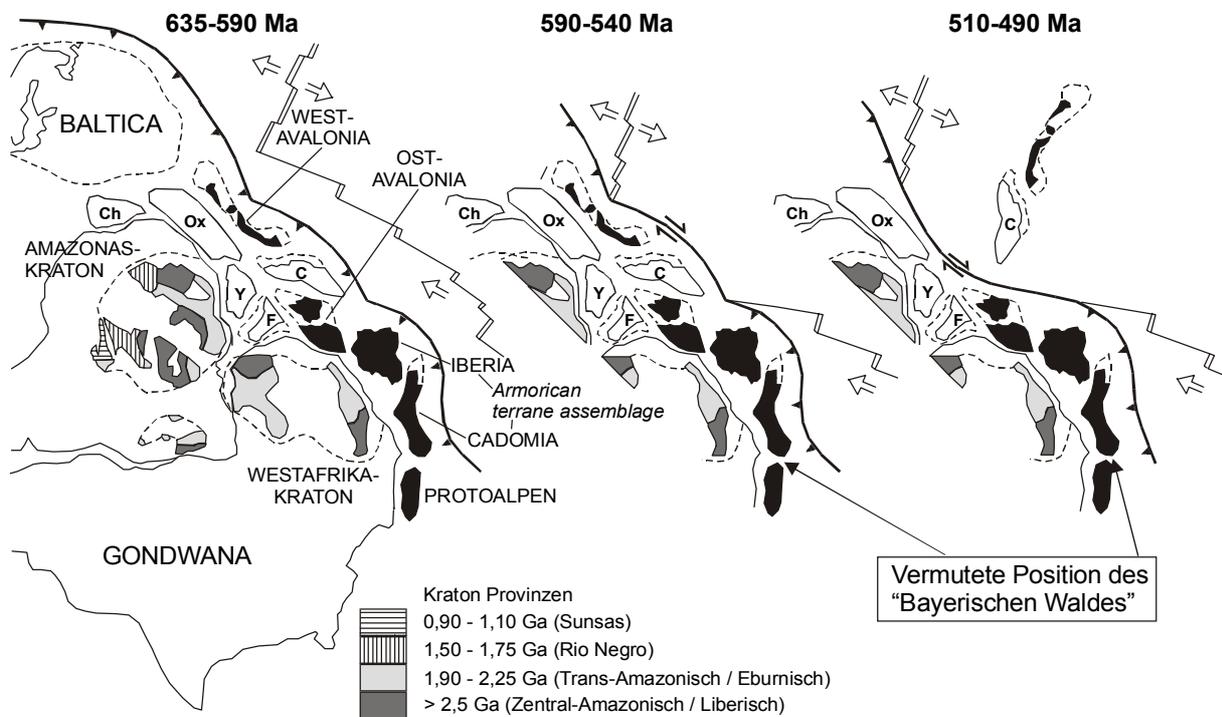


Abb. 8-3: Paläogeographische Rekonstruktionen der Lage von peri-Gondwana *terrane*s relativ zu Gondwana (modifiziert nach Nance et al., 2002); die Position der Protoalpen wurde ergänzt nach Schätz et al. (2002). Die im Text erwähnten peri-Gondwana *terrane*s (schwarz) sind heute an der Ostküste Nordamerikas (West-Avalonia), in Südengland, Nordfrankreich und Norddeutschland (Ost-Avalonia), auf der Iberischen Halbinsel (Iberia), in Mitteleuropa (Cadomia) sowie in den Alpen (Protoalpen) zu finden; sie repräsentieren dort jeweils das prävariszische Grundgebirge. Die übrigen, dargestellten Krustenfragmente (Chortis Block (Ch), Oaxaquia (Ox), Yucatan Block (Y), Florida (F), Carolina (C)) werden nicht behandelt.

635-590 Ma: Subduktion am Gondwana-Nordrand.

590-540 Ma: *Ridge-trench-Kollision* im Bereich West-Avalonias, Entwicklung von Transformstörungen; Subduktion im Bereich der *Armorican terrane assemblage* (Iberia und Cadomia) sowie vermutlich der Protoalpen.

510-490 Ma: Andauern der diachronen Entwicklung mit Extension (*rifting*) im Bereich West-Avalonias sowie fortgesetzte Konvergenz (Subduktion) im Bereich der *Armorican terrane assemblage* und vermutlich der Protoalpen.

Die vermutete Position des "Bayerischen Waldes" zwischen Cadomia (Teil der *Armorican terrane assemblage*) und den Protoalpen ist angedeutet.

und intermediäre Metamagmatite mit magmatischen Altern von 551 ± 9 und 547 ± 27 Ma auf die Entwicklung eines obervendischen, ensialischen *back arc* hin (Eichhorn et al., 1999, 2001).

Aufgrund der Altersgleichheit und ähnlicher geotektonischer Positionen wird eine enge räumliche Beziehung zwischen dem Habach *terrane* (Protoalpen) und dem südlichen "Bayerischen Wald" (Umgebung von Passau) um ~ 550 Ma am Gondwana-Nordrand vermutet. Im Unterschied zur Situation im Habach *terrane*, mit dominierenden Anteilen an mafischen Metamagmatiten und mit Mantelsignaturen (Eichhorn et al., 1999, 2001), zeigt der obervendische Magmatismus im südlichen Bayerischen Wald jedoch einen deutlichen kontinentalen Einfluss. Möglicherweise repräsentieren die Gesteine des Habach *terrane* eher den *back arc*-Bereich (Eichhorn et al., 2001), während die Gesteine des südlichen "Bayerischen Waldes" den (?Übergang zum) kontinentalen Inselbogen vertreten oder näher am Kontinent lagen. Ursache für die Unterschiede können jedoch auch laterale Variationen am Kontinentalrand sein. Demnach lässt sich für obervendische Anteile des "Bayerischen Waldes" eine Position in der Nähe des "östlichen" Endes der Kette der peri-Gondwana *terrane*s möglicherweise zwischen Cadomia (Teil der *Armorican terrane assemblage*) und den Protoalpen vermuten (Abb. 8-3).

Im Unterordovizium um 485-475 Ma ist im "Bayerischen Wald" im Wesentlichen von einer geotektonischen Position in einem konvergierenden Umfeld, möglicherweise an einem aktiven Kontinentalrand, auszugehen.

Im Bereich der Protoalpen (Habach *terrane*) postulieren Eichhorn et al. (2001) ebenfalls ein konvergierendes Umfeld (Inselbogen-Kontinent-Kollision) um ~ 480 Ma. Für die Protoalpen wird im Unterordovizium eine Position im "östlichen" Teil des Gondwana-Nordrandes, "östlich" der *Armorican terrane assemblage* angenommen (Tait et al., 2000; Schätz et al., 2002; von Raumer et al., 2002). Aufgrund der

Ähnlichkeiten zwischen "Bayerischem Wald" und Habach *terrane* wird vermutet, dass beide Krustenfragmente auch während des Unterordovizium am Gondwana-Nordrand in enger, räumlicher Beziehung zueinander standen.

Im Gegensatz dazu wird für andere variszische Massive Mitteleuropas überwiegend von extensionalen Bildungsbedingungen im Unterordovizium, zeitgleich mit *rift*-Ereignissen in Avalonia (um ~ 485 Ma; van Staal et al., 1998), ausgegangen: *Rift*-bezogener Magmatismus ist bekannt aus dem Saxothuringikum um 510-500 Ma und um ~ 480 Ma (Kröner & Willner, 1998; Mingram, 1998; Linnemann et al., 2000; Kemnitz et al., 2002), aus dem französischen *Massif Central* um ~ 480 Ma (Pin & Lancelot, 1982; Pin & Marini, 1993) und aus der Zone von Erbsdorf-Vohenstrauß (ZEV) um ~ 490 -480 Ma (Söllner et al., 1997; von Quadt, 1997). Im Schwarzwald wird *back arc rifting* um 490-470 Ma vermutet (Chen, 1999); in der Nördlichen Grauwackenzone gibt es Hinweise auf intrakontinentales *rifting* um ~ 475 Ma (Schauder, 2002). Im Bayerischen Wald wurden dagegen keine Hinweise auf *rift*-bezogenen Magmatismus gefunden.

Die angenommene Position des "Bayerischen Waldes" im "östlichen" Teil der peri-Gondwana *terrane*s lässt diese Situation erwarten, da sukzessives *rifting* und Wegdriften von peri-Gondwana *terrane*s ab dem Unterordovizium (Tait et al., 1997) wahrscheinlich diachron verliefen, als Folge einer Kollision eines Mittelozeanischen Rückens mit einer Subduktionszone (*ridge-trench*-Kollision) im Bereich West-Avalonias (Fernández-Suárez et al., 2002; Nance et al., 2002): Der "Bayerische Wald" lag zu jener Zeit vermutlich im "östlichen" Teil der peri-Gondwana *terrane*s, wo noch Konvergenz bzw. Subduktion vorherrschte, während in weiter "westlich" gelegenen *terrane*s bereits *rifting* stattfand bzw. begann.

9. Literaturverzeichnis

- Abdullah, N, Grauert, B, Krohe, A (1994) U-Pb- und Rb-Sr-Untersuchungen von Metagraniten der Mylonitzone von Floß-Altenhammer und einer Probe des Leuchtenberger Granits. KTB-Report 94-2: B37
- ActLabs (2002) Litho geochemistry for Exploration and Research. <http://www.actlabs.com/geochemistry/international/litho geochemistry.htm>
- Arndt, NT, Goldstein, SL (1987) Use and abuse of crust-formation ages. *Geology* 15: 893-895
- Baburek, J (1995) High, medium and low pressure assemblages from the Czech part of the Královský Hvozď Unit (KHU) in the Moldanubian Zone of SW Bohemia. *J Czech Geol Soc* 40: 115-126
- Barker, F (1979) Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F (ed) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp 1-12
- Bauberger, W (1977) Geologische Karte von Bayern, 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7046 Spiegelau und zum Blatt Nr. 7047 Finsterau sowie zu den nördlichen Anteilen der Blätter Nr. 7146 Grafenau und Nr. 7147 Freyung, Nationalpark Bayerischer Wald. Bayer Geol Landesamt, München, 183 pp
- Bauberger, W, Unger, HJ (1984) Geologische Karte von Bayern, 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7446 Passau. Bayer Geol Landesamt, München, 175 pp
- Bea, F, Montera, P (1999) Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: An example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochim Cosmochim Acta* 63: 1133-1153
- Behrmann, JH, Tanner, DC (1997) Carboniferous tectonics of the Variscan basement collage in eastern Bavaria and western Bohemia. *Geol Rundsch* 86(Suppl.): S15-S27
- Blümel, P (1972) Die Analyse von Kristallisation und Deformation einer metamorphen Zonenfolge im Moldanubikum von Lam-Bodenmais, E-Bayern. *N Jahrb Mineral Abh* 118: 74-96
- Blümel, P (1995) The Moldanubian Zone in Bavaria. In: Dallmeyer, RD, Franke, W, Weber, K (eds) *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer, Berlin, pp 462-466
- Blümel, P, Schreyer, W (1977) Phase relations in pelitic and psammitic gneisses of the sillimanite-potash feldspar and cordierite-potash feldspar zones in the Moldanubicum of the Lam-Bodenmais area, Bavaria. *J Petrol* 18: 431-459
- Bodorkos, S, Cawood, PA, Oliver, NHS, Nemchin, AA (2000) Rapidity of orogenesis in the Paleoproterozoic Halls Creek orogen, Northern Australia: evidence from SHRIMP zircon data, CL zircon images, and mixture modeling studies. *Am J Sci* 300: 60-82
- Boynton, WV (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P (ed) *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp 63-114
- Brown, SJA, Fletcher, IR (1999) SHRIMP U-Pb dating of the pre-eruption growth history of zircons from the 340 ka Whakamaru Ignimbrite, New Zealand: Evidence for > 250 k.y. magma residence times. *Geology* 27: 1035-1038
- Bues, C, Dörr, W, Fiala, J, Vejnar, Z, Zulauf, G (2002) Emplacement depths and radiometric ages of Paleozoic plutons of the Neukirchen-Kydne massif: differential uplift and exhumation of Cadomian basement due to Carboniferous orogenic collapse (Bohemian Massif). *Tectonophysics* 352: 225-243
- Cabanis, B, Lecolle, M (1989) Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *CR Acad Sci Ser II* 309: 2023-2029
- Caprarelli, C, Leitch, EC (1998) Magmatic changes during the stabilisation of a cordilleran fold belt: the Late Carboniferous-Triassic igneous history of eastern New South Wales, Australia. *Lithos* 45: 413-430
- Chaloupsky, J (1989) Major tectonostratigraphic units of the Bohemian Massif. *Geol Soc Am Spec Pap* 230: 101-114
- Chappell, BW, White, AJR (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol* 8: 173-174
- Chen, F (1999) Variscan and pre-Variscan geochronology of the Moldanubian zone of the Black Forest, Germany. Unveröff Diss, Univ Tübingen, Tübingen, 121 pp
- Chen, F, Hegner, E, Todt, W (2000) Zircon ages and Nd isotopic and chemical compositions of orthogneisses from the Black Forest, Germany:

- evidence for a Cambrian magmatic arc. *Int J Earth Sci* 88: 791-802
- Christinas, P, Köhler, H, Müller-Sohnius, D (1991a) Altersstellung und Genese der Palite des Vorderen Bayerischen Waldes (Nordostbayern). *Geol Bav* 96: 87-107
- Christinas, P, Köhler, H, Müller-Sohnius, D (1991b) Rb-Sr-Altersbestimmungen an Intrusiva des Hauzenberger Massivs, Nordostbayern. *Geol Bav* 96: 109-118
- Claoué-Long, JC, Compston, W, Roberts, J, Fanning, CM (1995) Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses. *SEPM Spec Publ* 54: 3-21
- Compston, W, Williams, IS, Meyer, C (1984) U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high-resolution ion-microprobe. *J Geophys Res* 89: 525-534
- Coutinho, J, Desmons, J, Kräutner, H, Peinado, M, Sassi, F, Schmid, R, Sen, S (2002) Towards a unified nomenclature in metamorphic petrology: Amphibolite and granulite. A proposal on behalf of the IUGS SCMR. Web version, 31.10.2002, <http://www.bgs.ac.uk/SCMR/>. IUGS SCMR, 12 pp
- Davidek, K, Landing, E, Bowring, SA, Westrop, SR, Rushton, AWA, Fortey, RA, Adrain, JM (1998) New uppermost Cambrian U-Pb date from Avalonian Wales and age of the Cambrian-Ordovician boundary. *Geol Mag* 135: 305-309
- DePaolo, DJ (1988) Neodymium isotope geochemistry: An introduction. Springer, New York, 187 pp
- Deutsche Stratigraphische Kommission (2002) Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002.
- Dickin, AP (1995) Radiogenic isotope geology. University Press, Cambridge, 452 pp
- Dodson, MH (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib Mineral Petrol* 40: 259-274
- Dörr, W, Zulauf, G, Fiala, J, Franke, W, Vejnar, Z (2002) Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá-Barrandian unit - a correlation of U-Pb isotopic-dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). *Tectonophysics* 352: 65-85
- Downes, H, Shaw, A, Williamson, BJ, Thirlwall, MF (1997) Sr, Nd and Pb isotopic evidence for the lower crustal origin of Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France. *Chem Geol* 139: 99-122
- Downes, H, Thirlwall, MF, Trayhorn, SC (2001) Miocene subduction-related magmatism in southern Sardinia: Sr-Nd- and oxygen isotopic evidence for mantle source enrichment. *J Volcanol Geotherm Res* 106: 1-21
- Düsing, C (1959) Geologische Karte von Bayern 1:25000, Erläuterungen zum Blatt 6540 Oberviechtach. Bayer Geol Landesamt, München, 90 pp
- Eichhorn, R (1995) Isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen an Gesteinen und Mineralen der Scheelit-Lagerstätte Felbertal (Land Salzburg, Österreich). *Münchner Geol Hefte* 15. LMU München, 78 pp
- Eichhorn, R, Höll, R, Loth, G, Kennedy, A (1999) Implications of U-Pb SHRIMP zircon data on the age of the Felbertal tungsten deposit (Tauern Window, Austria). *Int J Earth Sci* 88: 496-512
- Eichhorn, R, Loth, G, Kennedy, A (2001) Unravelling the pre-Variscan evolution of the Habach terrane (Tauern Window, Austria) by U-Pb SHRIMP zircon data. *Contrib Mineral Petrol* 142: 147-162
- Faure, G (1986) Principles of isotope geology. Wiley, New York, 589 pp
- Faure, G, Powell, JL (1972) Strontium isotope geology. Springer, New York, 188 pp
- Fernández-Suárez, J, Gutiérrez-Alonso, G, Jeffries, TE (2002) The importance of along-margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth Planet Sci Lett* 204: 75-88
- Fischer, G (1936) Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren. *Jb Preuß Geol L-A* 56: 731-741
- Fischer, G (1938) Über das Grundgebirge der bayerischen Ostmark. Die Gneise nördlich des Pfahls. *Jb Preuß Geol L-A* 59: 289-352
- Fowler, A, Prokoph, A, Stern, R, Dupuis, C (2002) Organization of oscillatory zoning in zircon: Analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada. *Geochim Cosmochim Acta* 66: 311-328
- Frank, W, Hammer, S, Popp, F, Scharbert, S, Thöni, M (1990) Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse. Proterozoische Gesteinsserien und variszische Hauptorogenese. *Österr Beitr Meteorol Geophys* 3: 185-228

- Franke, W (1989) Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geol Soc Am Spec Pap* 230: 67-90
- Franke, W (1992) Phanerozoic structures and events in Central Europe. In: Blundell, D, Freeman, R, Mueller, S (eds) *A continent revealed: the European Geotraverse*. Cambridge Univ Press, Cambridge, pp 25-33
- Franke, W, Dallmeyer, RD, Weber, K (1995) Geodynamic evolution. In: Dallmeyer, RD, Franke, W, Weber, K (eds) *Pre-Permian Geology of central and eastern Europe*. Springer, Berlin, pp 579-593
- Friedl, G (2000) Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America-derived Gondwana fragments in central Europe. *Geology* 28: 1035-1038
- Fuchs, G (1976) Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. *Jahrb Geol BA* 119: 1-43
- Fuchs, G (1995) The Austrian part of the Moldanubicum. In: Dallmeyer, RD, Franke, W, Weber, K (eds) *Pre-Permian Geology of central and eastern Europe*. Springer, Berlin, pp 422-428
- Gebauer, D, Williams, IS, Compston, W, Grünfelder, M (1989) The development of the central European continental crust since the Early Archean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. *Tectonophysics* 157: 81-96
- Gradstein, FM, Ogg, J (1996) A Phanerozoic time scale. *Episodes* 19: 3-5
- Grauert, B, Hännly, 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
- Grauert, B, Hännly, R, Soptrajanova, G (1974) Geochronology of a polymetamorphic and anatexitic gneiss region: the Moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. *Contrib Mineral Petrol* 45: 37-63
- Grotzinger, JP, Bowring, SA, Saylor, BZ, Kaufman, AJ (1995) Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science* 270: 598-604
- Gümbel, CW (1868) *Geognostische Beschreibung des Koenigreichs Bayern. Zweite Abtheilung. Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges*. Justus Perthes Verlag, Gotha, 968 pp
- Hall, GEM, Plant, JA (1992) Analytical errors in the determination of high field strength elements and their implications in tectonic interpretation studies. *Chem Geol* 95: 141-156
- Hanchar, JM, Rudnick, RL (1995) Revealing hidden structures: the application of cathodoluminescence and back-scattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. *Lithos* 36: 289-303
- Harris, N, Vance, D, Ayres, M (2000) From sediment to granite: timescales of anatexis in the upper crust. *Chem Geol* 162: 155-167
- Harrison, TM, Aleinikoff, JN, Compston, W (1987) Observations and controls on the occurrence of inherited zircon in Concord-type granitoids, New Hampshire. *Geochim Cosmochim Acta* 52: 2549-2558
- Heaman, LM, Bowins, R, Crocket, J (1990) The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies. *Geochim Cosmochim Acta* 54: 1597-1607
- Hegner, E, Kröner, A (2001) 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, Haal, V, Oncken, O, Tanner, D (eds) *Orogenic processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geol Soc London, Spec Publ 179, London, pp 113-129
- Hensen, BJ, Zhou, B (1995) Retention of isotopic memory in garnets partially broken down during an overprinting granulite-facies metamorphism: implications for the Sm-Nd closure temperature. *Geology* 23: 225-228
- Hofmann, A, Köhler, H (1973) Whole rock Rb-Sr ages of anatexitic gneisses from the Schwarzwald, SW Germany. *N Jahrb Mineral Abh* 119: 163-187
- Hoinkes, H, Thöni, M, Lichem, C, Bernhard, F, Kaindl, R, Schweigl, J, Tropper, P, Cosca, M (1997) Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the western Austroalpine Ötztal Basement (Kaunertal, Tirol). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 77: 299-314
- Holub, FV, Klecka, M, Matjeka, D (1995) Igneous activity. In: Dallmeyer, RD, Franke, W, Weber, K (eds) *Pre-Permian Geology of central and eastern Europe*. Springer, Berlin, pp 444-452
- Hoskin, PWO (2000) Patterns of chaos: Fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon. *Geochim Cosmochim Acta* 64: 1905-1923

- Howie, RA (1996) Phosphates. In: Chang, LLY, Howie, RA, Zussman, J (eds) Rock-forming minerals - Non-silicates: Sulphates, Carbonates, Phosphates, Halides. Longman, Harlow, pp 295-352
- Hradetzky, H, Lippolt, HJ (1993) Generation and distortion of Rb/Sr whole-rock isochrons - effects of metamorphism and alteration. *Eur J Mineral* 5: 1175-1193
- Ihlenfeld, C, Rohrmüller, J, Köhler, H (1998) The Teplá-Barrandian/Moldanubian boundary: isotopic investigations on rocks and minerals from the Rittsteig drilling (NE-Bavaria, Germany). In: Novak, M, Rosenbaum, J (eds) Challenges to chemical geology. Czech Geol Survey, Praha, pp 69-92
- Jencek, V, Vajner, V (1968) Stratigraphy and relations of the groups in the Bohemian part of the Moldanubicum. *Krystalinikum* 6: 105-124
- Jung, S, Hoernes, S, Mezger, K (2000) Geochronology and petrology of migmatites from the Proterozoic Damara Belt — importance of episodic fluid-present disequilibrium melting and consequences for granite petrology. *Lithos* 51: 153-179
- Jung, S, Mezger, K, Hoernes, S (2001) Trace element and isotopic (Sr, Nd, Pb, O) arguments for a mid-crustal origin of Pan-African garnet-bearing S-type granites from the Damara orogen (Namibia). *Precambrian Res* 110: 325-355
- Kalt, A, Berger, A, Blümel, P (1999) Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). *J Petrol* 40: 601-627
- Kalt, A, Corfu, F, Wijbrams, J (1997) P-T-t-Pfade variszischer Hochtemperatur-Metamorphite des Bayerischen Waldes. *Eur J Mineral* 9(Bh. 1): 19
- Kemnitz, H, Romer, RL, Oncken, O (2002) Gondwana break-up and the northern margin of the Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe). *Int J Earth Sci* 91: 246-259
- Kennedy, AK (2000) The Search for New Zircon Standards for SIMS. Abstract volume AGC New Frontiers Conference: 109-111
- Kennedy, AK, de Laeter, JR (1994) The performance characteristics of the WA SHRIMP II. 8th International Conference on Geochronology, Cosmology and Isotope Geology US Geol Survey Circ 1107(Abstr.): 166
- Knoll, AK (1996) Daughter of time. *Paleobiology* 22: 1-3
- Köhler, H, Hölzl, S (1996) The age of the Leuchtenberg granite (NE Bavaria, Germany) a revision on account of new U-Pb zircon ages. *N Jahrb Mineral Mh* 1996: 212-222
- Köhler, H, Müller-Sohnius, D (1980) Rb-Sr systematics on paragneiss series from the Bavarian Moldanubicum, Germany. *Contrib Mineral Petrol* 71: 387-392
- Köhler, H, Müller-Sohnius, D (1986) Rb-Sr-Altersbestimmungen und Isotopensystematik an Gesteinen des Regensburger Waldes (Moldanubikum NE-Bayern) - Teil 2: Intrusivgesteine. *N Jahrb Mineral Abh* 155: 219-241
- Köhler, H, Propach, G, Troll, G (1989) Exkursion zur Geologie, Petrographie und Geochronologie des NE-bayerischen Grundgebirges. *Eur J Mineral* 1(Bh. 2): 1-84
- Köppel, V, Sommerauer, J (1974) Trace elements and the behaviour of the U-Pb system in inherited and newly formed zircons. *Contrib Mineral Petrol* 43: 71-82
- Kossmat, F (1927) Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abh Sächs geol Landesamt* 1: 1-39
- Kreuzer, H, Seidel, E, Schüssler, U, Okrusch, M, Lenz, K-L, Raschka, H (1989) K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics* 157: 149-178
- Kröner, A, Hegner, E (1998) Geochemistry, single zircon ages and Sm-Nd systematics of granitoid rocks from the Góry Sowie (Owl Mts.), Polish West Sudetes: evidence for early Palaeozoic arc-related plutonism. *J Geol Soc London* 155: 711-724
- Kröner, A, Jaekel, P, Hegner, E, Opletal, M (2001) Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše Mountains and Orlice-Sněžník Complex). *Int J Earth Sci* 90: 304-324
- Kröner, A, Wendt, I, Liew, TC, 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, Willner, AP (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, Willner, AP, 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
- Landing, E (1994) Precambrian-Cambrian boundary global stratotype ratified and a new perspective of Cambrian time. *Geology* 22: 179-182
- LeMaitre, RW, Bateman, P, Dudek, A, Keller, J, Lameyre LeBas, MJ, Sabine, PA, Schmid, R, Sorensen, H, Streckeisen, A, Woolley, AR, Zanettin, B (1989) A classification and glossary of terms. (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks). Blackwell, Oxford, 193 pp
- Liew, TC, Hofmann, AW (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
- Linhardt, E, Dittrich, R (1999) Analytische Multielement-Methoden am Bayerischen Geologischen Landesamt. Teil III: Bestimmungen der Seltenerd-Elemente in Gesteinen und Mineralen aus Gesamtaufschlußlösungen mittels ICP-MS. *Geol Bav* 104: 105-116
- Linnemann, U, Gehmlich, M, Tichomirowa, 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*. Geol Soc London, Spec Publ 179, London, pp 131-153
- Ludwig, KR (1999) User's manual for Isoplot /Ex version 2.10 - a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol Center Spec Publ 1a: 1-52
- Lugmair, GW, Marti, K (1978) Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet Sci Lett* 39: 349-357
- Masch, L, Cetin, B (1991) Gefüge, Deformationsmechanismen und Kinematik in ausgewählten HT-Mylonitzonen im Moldanubikum des Bayerischen Waldes. *Geol Bav* 96: 7-26
- Matte, P, Maluski, H, Rajlich, P, Franke, W (1990) Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics* 177: 151-170
- Mattinson, JM, Graubard, CM, Parkinson, DL, McClelland, WC (1996) U-Pb reverse discordance in zircons: the role of fine-scale oscillatory zoning and sub-micron transport of Pb in Earth processes: reading the isotopic code. *Am Geophys Union Geophys Monogr* 95: 355-370
- McKerrow, WS, van Staal, CR (2000) The Paleozoic time scale reviewed. In: Franke, W, Haak, V, Oncken, O, Tanner, D (eds) *Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt*. Geol Soc London, Spec Publ 179, London, pp 5-8
- McLaren, AC, FitzGerald, JD, Williams, IS (1994) The microstructure of zircon and its influence on the age determination from Pb/U isotopic ratios measured by ion microprobe. *Geochim Cosmochim Acta* 58: 993-1005
- Meißner, B, Deters, P, Srikantappa, C, Köhler, H (2002) Geochronological evolution of the Moyar, Bhavani and Palghat shear zones of southern India: implications for east Gondwana correlations. *Precambrian Res* 114: 149-175
- Meschede, M (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem Geol* 56: 207-218
- Mezger, K, Essene, EJ, Halliday, AN (1992) Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets. *Earth Planet Sci Lett* 113: 397-409
- 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
- Mielke, H (1990) Geologische Karte von Bayern, 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6542 Untergrafenried und zum Blatt Nr. 6642 Waldmünchen. Bayer Geol Landesamt, München, 95 pp
- Mielke, H (2002) Geologische Karte von Bayern, 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6641 Rötze. Bayer Geol Landesamt, München, 119 pp
- Mielke, H, Rohrmüller, J, Gebauer, D (1996) Ein metalateritisches Denudations-Niveau als lithologisch und zeitlich korrelierbarer Bezugshorizont in Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen des ostbayerischen Grundgebirges. *Geol Bav* 101: 139-166
- 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: 785-801
- Möller, A, O'Brien, PJ, Kennedy, A, Kröner, A (2002) Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *J Metam Geol* 20: 727-740
- Mullen, ED (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet Sci Lett* 62: 53-62
- Murphy, JB, Strachan, RA, Nance, RD, Parker, KD, Fowler, MB (2000) Proto-Avalonia: A 1.2–1.0 Ga tectonothermal event and constraints for the evolution of Rodinia. *Geology* 28: 1071–1074
- Nance, RD, Murphy, JB (1994) Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. *Geology* 19: 469-472
- Nance, RD, Murphy, JB (1996) Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian-Cadomian and related terranes in the circum-North Atlantic. *Geol Soc Am Spec Pap* 304: 333-346
- Nance, RD, Murphy, JB, Keppie, JD (2002) A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics* 352: 11-31
- Nance, RD, Murphy, JB, Strachan, RA, D'Lemos, RS, Taylor, GK (1991) Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian terranes. *Precambrian Res* 53: 41-78
- Nelson, DR (1997) Compilation of SHRIMP U-Pb zircon geochronology data, 1996. Record 1997/2. Geol. Survey of Western Australia, Perth, 189 pp
- Nemchin, AA, Giannini, LM, Bodorkos, S, Oliver, NHS (2001) Ostwald ripening as a possible mechanism for zircon overgrowth formation during anatexis: Theoretical constraints, a numerical model, and its application to pelitic migmatites of the Ticklara Metamorphics, northwestern Australia. *Geochim Cosmochim Acta* 65: 2771-2787
- Nemchin, AA, Pidgeon, RT (1997) Evolution of the Darling Range Batholith, Yilgarn Craton, Western Australia: a SHRIMP zircon study. *J Petrol* 38: 625-649
- Nier, AO (1938) Isotopic constitution of Sr, Ba, Bi, Tl and Hg. *Phys Rev* 54: 275-278
- O'Brien, PJ (1989) The petrology of retrograded eclogites of the Oberpfalz Forest, northeastern Bavaria, West Germany. *Tectonophysics* 157: 195-212
- O'Connor, JT (1965) A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. *US Geol Surv Prof Paper* 525B: B79-B84
- O'Nions, RK, Hamilton, PJ, Evensen, NM (1977) Variations in ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in oceanic basalts. *Earth Planet Sci Lett* 34: 13-22
- Ott, W-D (1988) Geologische Karte von Bayern, 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7147 Freyung und zum Blatt Nr. 7148 Bischofsreut. Bayer Geol Landesamt, München, 136 pp
- Ott, W-D, Rohrmüller, J (1998) Geologische Karte von Bayern, 1:25000, Blatt Nr. 6944 Bodenmais. Bayer Geol Landesamt, München
- Patchett, PJ, Chase, CG (2002) Role of transform continental margins in major crustal growth episodes. *Geology* 30: 39-42
- Pearce, JA, Harris, NBW, Tindle, AG (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol* 25: 956-983
- Perfit, MR, Gust, DA, Bence, AE, Arculus, RJ, Taylor, SR (1980) Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. *Chem Geol* 30: 227-256
- Pidgeon, RT (1992) Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contrib Mineral Petrol* 110: 463-472
- Pidgeon, RT (1997) Gem zircon: a new role as a standard for the measurement of geological time using ion microprobes. *Z Dtsch Gemmol Ges* 46: 21-28
- Pidgeon, RT, Nemchin, AA, Hitchen, GJ (1998) Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contrib Mineral Petrol* 132: 288-299
- Pin, C, Lancelot, J (1982) U-Pb dating of an Early Palaeozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib Mineral Petrol* 79: 1-12
- Pin, C, Marini, F (1993) Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the southern Massif Central, France. *Lithos* 29: 177-196
- Pin, C, Paquette, J-L (1997) A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian

- Brévenne metavolcanics, Massif Central (France). *Contrib Mineral Petrol* 129: 222-238
- Plank, T, Langmuir, CH (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem Geol* 145: 325-394
- Plumb, KA (1991) New Precambrian time scale. *Episodes* 14: 139-140
- Propach, G, Baumann, A, Schulz-Schmalschläger, M, Grauert, B (2000) Zircon and monazite U-Pb ages of Variscan granitoid rocks and gneisses in the Moldanubian zone of eastern Bavaria, Germany. *N Jahrb Geol Paläont Mh* 2000(6): 345-377
- Pupin, JP (1980) Zircon and granite petrology. *Contrib Mineral Petrol* 73: 207-220
- Pupin, JP (1985) Magmatic zoning of Hercynian granitoids in France based on zircon typology. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 65: 29-56
- Pupin, JP (1994) Caractérisation des protolithes des migmatites et granites anatectiques crustaux d'après l'étude des zircons. *C R Acad Sci Paris* 319: 1191-1197
- Pupin, JP, Turco, G (1972) Une typologie originale du zircon accessoire. *Bull Soc France Minéral Cristallogr* 95: 348-359
- Reitz, E (1992) Silurische Mikrosporen aus einem Biotit-Glimmerschiefer bei Rittsteig, Nördlicher Bayerischer Wald. *N Jahrb Geol Paläont Mh* 1992: 351-358
- Remane, J, Faure-Muret, A, Odin, GS (2000) International stratigraphic chart. IUGS
- Rohrmüller, J, Mielke, H, Gebauer, D (1996) Gesteinsfolge des Grundgebirges nördlich der Donau und im Molasseuntergrund. In: Bayerisches Geologisches Landesamt (ed) Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1:500000. Bayer Geol Landesamt, München, pp 16-54
- Rollinson, HR (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Harlow, 352 pp
- Rubatto, D (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem Geol* 184: 123-138
- Rubatto, D, Gebauer, D (2000) Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps. In: Pagel, M, Barbin, V, Blanc, P, Ohnenstetter, D (eds) Cathodoluminescence in geosciences. Springer, Berlin, pp 373-400
- Rubatto, D, Gebauer, D, Compagnoni, R (1999) Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth Planet Sci Lett* 167: 141-158
- Rubatto, D, Williams, IS, Buick, IS (2001) Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contrib Mineral Petrol* 140: 458-468
- Sawyer, EW (1996) Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. *Trans Royal Soc Edinburgh* 87: 85-94
- Schaltegger, U, Fanning, CM, Günther, D, Maurin, JC, Schulmann, K, Gebauer, D (1999) Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib Mineral Petrol* 134: 186-201
- Schaltegger, U, Nægler, TF, Corfu, F, Maggetti, M, Galetti, G, Stosch, HG (1997) A Cambrian island arc in the Silvretta nappe: constraints from geochemistry and geochronology. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 77: 337-350
- Schätz, M, Reischmann, T, Tait, J, Bachtadse, V, Bahlburg, H, Martin, U (2002) The Early Palaeozoic break-up of northern Gondwana, new palaeomagnetic and geochronological data from the Saxothuringian Basin, Germany. *Int J Earth Sci* 91: 838-849
- Schauder, P (2002) Ordovizische Entwicklungen im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung mafischer und ultramafischer Magmatite. Geochemische, isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen. *Münchner Geol Hefte A30*. LMU München, 103 pp
- Schreyer, W (1967) Geologie und Petrographie der Umgebung von Vilshofen/Niederbayern. *Geol Bav* 58: 114-132
- Schulz, B, Bombach, K (2002) Neoproterozoic to Early-Palaeozoic evolution from active to passive margin setting in a north-Gondwana domain (Austroalpine basement to the south of the Tauern Window, Eastern Alps). *Schriftenreihe Dt Geol Ges* 21: 305
- Schuster, J (1994) Metamorphic evolution of the Moldanubian zone of the Oberpfälzer Wald/NE Bavaria. *J Czech Geol Soc* 39: 99
- Siebel, W (1995) Anticorrelated Rb-Sr and K-Ar age discordances, Leuchtenberg granite, NE

- Bavaria (Germany). *Contrib Mineral Petrol* 120: 197-211
- Siebel, W, Chen, F, Shang, C, Rohrmüller, J (2002) Altersstellung der Palite des Bayerischen Pfahls. Tagungsband, Pangeo Austria (Österr Geol Ges), Salzburg, 28.-30.06.2002: 166-167
- Siebel, W, Höhndorf, A, Wendt, I (1995) Origin of late Variscan granitoids from NE Bavaria, Germany, exemplified by REE and Nd isotope systematics. *Chem Geol* 125: 249-270
- Siebel, W, Trzebski, R, Stettner, G, Hecht, L, Casten, U, Höhndorf, A, Müller, P (1997) Granitoid magmatism of the NW Bohemian massif revealed: gravity data, composition, age relations and phase concept. *Geol Rundsch* 86(Suppl): S45-S63
- Söllner, F, Nelson, DR, Miller, H (1997) Provenance, deposition and age of gneiss units from the KTB drill hole (Germany): evidence from SHRIMP and conventional U-Pb zircon age determinations. *Geol Rundsch* 86(Suppl): S235-S250
- Sommerauer, J (1974) Trace element distribution patterns and the mineralogical stability of zircon - an application for combined electron microprobe techniques. *Electron Microscopy Society of South Africa, Proceedings* 4: 71-72
- Steiger, RH, Jäger, E (1977) Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet Sci Lett* 36: 359-362
- Stern, RA (1997) The GSC Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP): analytical techniques of zircon U-Th-Pb age determinations and performance evaluation. *Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 10. Current Research. Geol Survey of Canada, Ottawa*, pp 1-31
- Stettner, G (1981) Grundgebirge. In: Bayerisches Geologisches Landesamt (ed) Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1:500000. Bayer Geol Landesamt, München, pp 7-20
- Stettner, G, Rohrmüller, J, Hirschmann, G (1997) Bayerischer Wald/Oberpfälzer Wald (14). In: Deutsche Stratigraphische Kommission (ed) Stratigraphie von Deutschland II - Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum. Teil I: Thüringen, Sachsen, Ostbayern. Cour Forschungsinst Senckenberg 200. Frankfurt a. M., pp 373-399
- Sun, SS, McDonough, WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, AD, Norry, MJ (eds) *Magmatism in ocean basins. Geol Soc London Spec Publ, London*, pp 313-345
- Tait, J, Schätz, M, Bachtadse, V, Soffel, H (2000) Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes. In: Franke, W, Haak, V, Oncken, O, Tanner, D (eds) *Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt. Geol Soc London, Spec Publ* 179, London, pp 21-32
- Tait, JA, Bachtadse, V, Franke, W, Soffel, H (1997) Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. *Geol Rundsch* 86: 585-598
- Tanner, DC (1996) Strukturen und Gefüge in hochgradig metamorphen Gneisen der mittleren Oberpfalz und Westböhmens. *Giessener Geol Schriften* 57: 1-175
- Tanner, DC, Behrmann, JH (1995) The Variscan tectonics of the Moldanubian gneisses, Oberpfälzer Wald: a compressional history. *N Jahrb Geol Paläont Abh* 197: 331-355
- Tanner, DC, Schuster, J, Behrmann, JH, O'Brien, PJ (1993) New clues to the Moldanubian puzzle: structural and petrological observations from the Waldmünchen area, eastern Bavaria. *KTB-Report* 93-2: 97-102
- Taylor, SR, McLennan, SM (1985) *The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Boston*, 312 pp
- Teipel, U, Rohrmüller, J, Eichhorn, R, Höll, R, Wamsler, S, Kennedy, A (2002) U-Pb-SHRIMP-Datierungen an Zirkonen von leukokraten Gneisen und eines Metabasits aus dem Bayerischen Wald (westliche Böhmisches Masse). Tagungsband, Pangeo Austria (Österr Geol Ges), Salzburg, 28.-30.06.2002: 175-176
- Teufel, S (1988) Vergleichende U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen des Übergangsbereichs Saxothuringikum/Moldanubikum, NE-Bayern. *Göttinger Arb Geol Paläont* 35: 1-87
- Thompson, RN (1982) British Tertiary volcanic province. *Scott J Geol* 18: 49-107
- Tondar, P (1991) Zirkonmorphologie als Charakteristikum eines Gesteins (am Beispiel von Zirkonpopulationen aus Metamorphiten des Passauer Raumes und aus Rhyolithen verschiedener Herkunft). Unveröff Diss, LMU München, 149 pp
- Troll, G (1967a) Bau und Bildungsgeschichte des Bayerischen Waldes. *Geol Bav* 58: 15-21
- Troll, G (1967b) Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen

- Wald. Teil1: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil. Geol Bav 58
- Troll, G, Linhardt, TE, Skeries, R (1987) Petrographic and geochemical studies on country rock of the Bodenmais (Bavaria) sulphide deposit. *N Jahrb Geol Paläont Mh* 1987: 726-752
- Urban, M, Synek, J (1995) Structure. In: Dallmeyer, RD, Franke, W, Weber, K (eds) *Pre-Permian Geology of central and eastern Europe*. Springer, Berlin, pp 429-443
- Van der Voo, R (1979) Paleozoic assembly of Pangea: a new plate tectonic model for the Taconic Caledonian and Hercynian orogenesis. *EOS Trans Am Geophys Union* 60: 241
- van Staal, CR, Dewey, JF, Mac Niocaill, C, McKerrow, WS (1998) The Cambrian–Silurian tectonic evolution of the Northern Appalachians and British Caledonides; history of a complex, west and southwest Pacific-type segment of Iapetus. In: Blundell, D, Scott, AC (eds) *Lyell: The Past is the Key to the Present*. Geol Soc London Spec Publ, London, pp 199– 242
- Vavra, G (1990) On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contrib Mineral Petrol* 106: 90-99
- Vavra, G, Gebauer, D, Schmid, R, Compston, W (1996) Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib Mineral Petrol* 122: 337-358
- Vavra, G, Schmid, R, Gebauer, D (1999) Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contrib Mineral Petrol* 134: 380-404
- Villa, IM (1998) Isotopic closure. *Terra Nova* 10: 42-47
- von Guttenberg, R (1974) Stoffbestand und Metamorphose von Gesteinen der Bunten Serie am Südrand des Passauer Waldes. Unveröff Diss, LMU München, 101 pp
- von Quadt, A (1997) U-Pb zircon and Sr-Nd-Pb whole-rock investigations from the continental deep drilling (KTB). *Geol Rundsch* 86(Suppl. 1): 258-271
- von Quadt, A, Gebauer, D (1988) Sm/Nd-, U/Pb- and Rb/Sr dating of high-pressure ultramafic to felsic rocks from the Moldanubian area of NE Bavaria (FRG) and the Saxothuringian Granulite Massif (GDR) (Abstract). *Chem Geol* 70: 15
- von Quadt, A, Gebauer, D (1993) Sm-Nd and U-Pb dating of eclogites and granulites from the Oberpfalz, NE Bavaria, Germany. *Chem Geol* 109: 317-339
- von Raumer, JF (1998) The Paleozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. *Geol Rundsch* 87: 407-435
- von Raumer, JF, Stampfli, GM, Borel, G, Bussy, F (2002) Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwana margin. *Int J Earth Sci* 91: 35-52
- Wamsler, S (in Vorb) *Geochemie und Petrographie der Metabasite und Metaultrabasite des nordbayerischen Moldanubikums*. Unveröff Diss, TU München
- Wasserburg, GJ, Jacobsen, SB, DePaolo, DJ, McCulloch, MT (1981) Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim Cosmochim Acta* 45: 2311-2323
- Watson, BE, Harris, MT (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Sci Lett* 64: 295-304
- Webby, BD, Cooper, RA, Bergström, SM, Paris, F (2001) Ordovician time scale; an introduction. In: Holroyd, PA (ed) *IGCP Project No. 410; The Great Ordovician Biodiversification event*. *Paleo Bios*, pp 13-14
- Weber, B (1998) *Die magmatische und metamorphe Entwicklung eines kontinentalen Krustensegments: Isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen am Mixtequita-Komplex, Südostmexiko*. Münchner Geol Hefte A24. LMU München, 176 pp
- Wendt, I, Ackermann, H, Carl, C, Kreuzer, H, Müller, P (1994) Rb/Sr-Gesamtgesteins- und K/Ar-Glimmerdatierungen der Granite von Flossenbürg und Bärnau. *Geol Jahrb E* 51: 3-29
- Wendt, I, Kreuzer, H, Müller, P, Schmid, H (1986) Gesamtgesteins- und Mineraldatierungen des Falkenberger Granits. *Geol Jahrb E* 34: 5-66
- Wendt, I, Kröner, A, Fiala, J, Todt, W (1993) Evidence from zircon dating for existence of approximately 2.1 Ga old crystalline basement in southern Bohemia, Czech Republic. *Geol Rundsch* 82: 42-50
- Williams, IS (2001) Response of detrital zircon and monazite, and their U–Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial

- melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Australian J Earth Sci* 48: 557–580
- Williams, IS, Buick, IS, Cartright, I (1996) An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. *J Metam Geol* 14: 29-47
- Williams, IS, Compston, W, Black, LP, Ireland, TR, Foster, JJ (1984) Unsupported radiogenic Pb in zircon: a cause of anomalously high Pb-Pb, U-Pb and Th-Pb ages. *Contrib Mineral Petrol* 88: 322-327
- Wilson, M (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466 pp
- Wimmenauer, W (1984) Das prävariskische Kristallin im Schwarzwald. *Fortschr Mineral* 62(Bh. 2): 69-86
- Winchester, JA, Floyd, PA (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their different products using immobile elements. *Chem Geol* 20: 325-343
- Wood, DA (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet Sci Lett* 50: 11-30
- York, D (1969) Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet Sci Lett* 5: 320-324
- Zoubek, V (1988) Variscan Belt: Conclusions, Correlations. In: Zoubek, V, Cogné, J, Kozhoukharov, D, Krätner, HG (eds) *Precambrian in younger fold belts*. Wiley, Chichester, pp 575-608
- Zulauf, G, Dörr, W, Fiala, J, Vejnar, Z (1997) Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). *Geol Rundsch* 86: 571-584
- Zulauf, G, Schitter, F, Riegler, G, Finger, F, Fiala, J, Vejnar, Z (1999) Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. *Z Dtsch Geol Ges* 150: 627-639

10. Anhang

10.1 Probennahmelokalitäten

Probe	Gesteinsbezeichnung	Lokalität	TK	R	H
HBW1-1	Biotit-Plagioklas-Gneis	Spiegelau, Steinklamm	S	4600075	5419430
HBW2-1	Muscovit-führender Biotit-Plagioklas-Gneis	Glashütte, Große Kanzel	F	5393140	5417775
HBW4-1	Muscovit-führender Biotit-Plagioklas-Gneis	Leckerriegel	F	5394970	5416800
HBW6-1	Biotit-Plagioklas-Gneis	Unterseilberg	F	5399120	5408200
HBW7-1	Muscovit-führender Biotit-Plagioklas-Gneis	Schlichtenberg	F	5402050	5412800
HBW11-1	Sillimanit-Granat-führender Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Böbrach, Höhmansbühl	B	4576070	5434480
HBW12-1	Kalifeldspat-Gneis	Böbrach, Maisried	B	4576300	5435300
HBW12-2	Sillimanit-Granat-Biotit-führender Kalifeldspat-Gneis	Böbrach, Maisried	B	4576300	5435300
HBW12-3	Sillimanit-Granat-führender Kalifeldspat-Gneis	Böbrach, Maisried	B	4576300	5435300
HBW14-1	Sillimanit-Granat-Biotit-führender Kalifeldspat-Gneis	Böbrach, Maisried	B	4576400	5435370
HBW31-1	Granat-führender Biotit-Plagioklas-Gneis	Bodenmais, Arbersee Weg	B	4583350	5437220
HBW31-2	Granat-führender Biotit-Plagioklas-Gneis	Bodenmais, Arbersee Weg	B	4583350	5437220
PA1-1	Granat-Kalifeldspat-Gneis	Sandbach	V	4593840	5386360
PA3-3	Granat-führender Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Berghof	P	4602870	5385370
PA4-1	Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Wörth	P	4604010	5384630
PA5-1	Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Wörth, Oberstadel	P	4604180	5384700
PA7-1	Granat-führender Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Passau, Hacklberg	P	4606680	5383475
PA8-1	Granat-führender Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Passau, Hacklberg	P	4607230	5383240
PA8-2	Granat-führender Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Passau, Hacklberg	P	4607340	5383200
PA9-3	Epidot-führender Amphibolit	Passau, Haibach	P	4610380	5382150
PA10-2	Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Passau, Haibach	P	4610170	5382430
PA10-3	Granat-führender Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Passau, Haibach	P	4610170	5382430
PA11-1	Biotit-führender Kalifeldspat-Gneis	Passau, Haibach	P	4611000	5382000
PA14-1	Muscovit-Sillimanit-führender Kalifeldspat-Gneis	Dommelstadt, Mergelgruben	P	4604900	5375640
PA14-2	Sillimanit-führender Kalifeldspat-Gneis	Dommelstadt, Mergelgruben	P	4604900	5375640
PA16-1	Muscovit-Cordierit-Kalifeldspat-Gneis	Dommelstadt, Neufelser	P	4606870	5377180

Probennahmelokalitäten mit Kartenblatt (TK), Gauß-Krüger-Koordinaten (Rechts- und Hochwerte, R und H) und Gesteinsbezeichnung der untersuchten Proben. In der Gesteinsbezeichnung ist lediglich der überwiegende Feldspat (Kalifeldspat oder Plagioklas) angegeben.

Die Probenbenennung erfolgt entsprechend den Probennahme-Arealen: HBW = Hinterer Bayerischer Wald, PA = Umgebung von Passau (Abb. 1-2).

TK: Topographische Karte 1:25000: B: 6944 Bodenmais, F: 7147 Freyung, P: 7446 Passau, S: 7046 Spiegelau, V: 7345 Vilshofen.

Probe	Gesteinsbezeichnung	Lokalität	TK	R	H
KG1-1	Granat-Biotit-führender Epidot-Chlorit-Amphibolit	Lambach, Kl. Brandwiese	R	4579100	5455300
KG1-2	Biotit-führender Chlorit-Amphibol-Epidot-Plagioklas-Schiefer	Lambach, Kl. Brandwiese	R	4579050	5455320
KG2-1	Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Lambach, Stierberg	R	4577120	5453510
KG2-2	Muscovit-führender Biotit-Kalifeldspat-Augengneis	Lambach, Stierberg	R	4577125	5453500
KG3-1	Muscovit-führender Biotit-Kalifeldspat-Augengneis	Lambach	R	4578550	5453950
SOW3-2	Granat-Biotit-Cordierit-führender Kalifeldspat-Gneis	Sinzendorf	Rö	4548200	5465940
SOW6-1	Granat-Sillimanit-führender Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Schindelhöhe	W	4558020	5464850
SOW7-1	Granat-Sillimanit-führender Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Schindelhöhe	W	4558010	5464775
SOW9-1	Sillimanit-Biotit-führender Kalifeldspat-Gneis	Kreuzfelsen	W	4557190	5467270
SOW13-1	Biotit-führender Kalifeldspat-Gneis	Vorderer Hiener	W	4551975	5463940
SOW14-1	Biotit-führender Kalifeldspat-Gneis mit Chlorit-Muscovit-Quarz-Linsen	Obernried	W	4549050	5463690
SOW16-1	Sillimanit-führender Kalifeldspat-Gneis mit Biotit-Chlorit-Linsen	Obernried	W	4549160	5463680
SOW17-1	Granat-Sillimanit-führender Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Gleißriegel	W	4558400	5465940
SOW18-1	Sillimanit-führender Biotit-Kalifeldspat-Gneis	Gleißriegel	W	4558380	5465950
SOW19-1	Biotit-Granat-führender Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis	Gleißriegel	W	4558350	5465960
SOW22-1	Biotit-Sillimanit-Kalifeldspat-Gneis	Kreuzfelsen	W	4557170	5467330
SOW30-2	Amphibolit	Dachsriegel	W	4557050	5464700

Probennahmelokalitäten mit Kartenblatt (TK), Gauß-Krüger-Koordinaten (Rechts- und Hochwerte, R und H) und Gesteinsbezeichnung der untersuchten Proben. In der Gesteinsbezeichnung ist lediglich der überwiegende Feldspat (Kalifeldspat oder Plagioklas) angegeben.

Die Probenbenennung erfolgt entsprechend den Probennahme-Arealen: KG = Künisches Gebirge, SOW = südlicher Oberpfälzer Wald (Abb. 1-2).

TK: Topographische Karte 1:25000: R: 6744 Rittsteig, Rö: 6641 Rötz, W: 6642 Waldmünchen.

10.2 Geochemische Analysen

Probe	Leukokrate Gneise (Kalifeldspat-Gneise)											
	Gruppe I									Gruppe II		
	PA3-3	PA4-1	PA5-1	PA7-1	PA8-1	PA8-2	PA10-2	PA10-3	PA11-1	KG2-1	KG2-2	KG3-1
SiO ₂	76,72	73,53	75,93	74,53	72,46	68,82	74,16	73,39	75,77	74,13	72,65	75,04
Al ₂ O ₃	11,68	12,65	12,95	12,80	12,17	14,67	12,39	12,40	12,56	12,99	14,04	13,38
Fe ₂ O ₃ T	2,60	3,64	2,24	2,92	5,11	5,15	3,49	4,28	2,53	1,76	2,14	1,59
MnO	0,03	0,07	0,03	0,04	0,09	0,13	0,02	0,09	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO	0,32	0,28	0,34	0,25	0,80	0,67	0,38	0,27	0,09	0,37	0,51	0,55
CaO	0,40	0,46	0,68	0,65	0,56	1,14	0,54	0,24	1,15	0,56	0,39	0,29
Na ₂ O	2,45	2,84	3,61	3,42	2,20	3,31	2,70	2,55	4,35	2,37	3,16	1,69
K ₂ O	4,80	5,27	3,93	4,23	4,68	3,92	4,95	5,41	2,35	6,28	4,91	5,36
TiO ₂	0,25	0,31	0,25	0,27	0,51	0,55	0,29	0,28	0,23	0,22	0,28	0,22
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,03	0,05	0,17	0,21	0,05	0,07	0,07	0,19	0,21	0,19
LOI	-	-	-	-	-	0,37	-	-	-	-	-	-
Summe	99,28	99,09	99,99	99,17	98,75	98,93	98,97	98,98	99,11	98,90	98,30	98,32
Sc	-	-	-	-	-	13	-	-	-	-	-	-
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	7	10	9	6	21	8	8	9	8	13	15	15
Cr	4	5	2	7	-	-	2	3	1	14	26	8
Co	3	3	-	2	12	3	2	4	1	-	3	-
Ni	2	3	4	2	1	-	-	1	1	6	49	2
Ga	17	19	20	21	15	15	18	19	16	22	17	24
Rb	122	144	133	108	140	100	107	97	37	293	160	254
Sr	54	83	32	36	64	98	74	45	89	65	61	53
Y	-	30	21	32	33	52,0	15	66	13,7	26	36,2	26
Zr	478	376	457	490	447	502	485	460	380	120	130	125
Nb	9	7	13	11	15	16,0	10	6	4,0	11	7,9	11
Sn	-	-	-	-	-	4	-	-	3	-	4	-
Cs	-	-	-	-	-	3,0	-	-	0,5	-	1,7	-
Ba	997	1175	879	797	1541	883	1087	1150	785	333	499	323
Hf	-	-	-	-	-	12,8	-	-	10,3	-	3,9	-
Ta	-	-	-	-	-	1,2	-	-	0,3	-	0,8	-
Pb	41	26	25	24	67	100	25	25	13	19	24	23
Th	15	19	26	23	21	20,1	21	15	15,6	17	11,7	15
U	4	5	5	1	7	4,4	1	4	1,7	5	3,9	4
La	-	45,5	66,0	72,6	55,3	67,6	39,9	42,2	49,4	10,2	21,2	17,2
Ce	-	97,5	143,5	151,5	119,8	129,0	78,3	83,8	96,1	22,1	44,3	37,1
Pr	-	11,49	16,74	17,07	14,31	15,80	9,36	10,10	10,27	2,65	4,87	4,19
Nd	-	45,5	67,1	66,7	56,0	58,7	36,8	39,8	40,2	10,1	19,2	16,0
Sm	-	9,8	13,1	12,8	11,3	11,7	7,3	8,1	7,2	2,8	4,5	3,9
Eu	-	1,43	1,22	1,26	1,00	1,60	1,48	1,61	0,88	0,39	0,57	0,40
Gd	-	8,8	10,6	10,5	9,8	10,8	6,2	8,0	5,2	3,1	4,2	3,8
Tb	-	1,2	1,2	1,4	1,3	1,7	0,8	1,4	0,7	0,7	0,9	0,7
Dy	-	6,3	5,9	7,2	6,9	9,5	3,6	10,0	3,1	4,3	5,6	4,3
Ho	-	1,1	0,9	1,3	1,2	2,0	0,6	2,5	0,5	0,9	1,1	0,8
Er	-	3,2	2,1	3,5	3,4	5,8	1,3	8,7	1,2	2,6	3,9	2,4
Tm	-	0,43	0,25	0,45	0,46	0,88	0,16	1,41	0,16	0,35	0,62	0,31
Yb	-	2,9	1,5	2,9	2,9	5,6	1,1	10,4	0,9	2,3	3,4	2,0
Lu	-	0,45	0,23	0,42	0,43	0,81	0,18	1,56	0,12	0,28	0,45	0,27
Eu/Eu*	-	0,47	0,32	0,33	0,29	0,44	0,67	0,61	0,44	0,40	0,40	0,32
Analytik	c.	c.	c.	c.	c.	a.	c.	c.	b.	c.	b.	c.

Geochemische Analysen der untersuchten Gesteine.

Hauptelementoxide in Gew.-%; Spuren- und Seltenerdelemente (REE) in ppm. Leeres Feld: unterhalb der Nachweisgrenze. Keine Angabe (-): nicht analysiert.

Fe₂O₃T: Gesamt-Fe als Fe₂O₃.

Eu/Eu* = $\text{Eu}_{\text{CN}} / \sqrt{[\text{Sm}_{\text{CN}} \times \text{Gd}_{\text{CN}}]}$; normiert nach Boynton (1984).

Analytik: a.: Hauptelemente, Sc und Be mit *fusion* ICP; Spurenelemente und REE mit *fusion* ICPMS.

b.: Hauptelemente mit RFA; Spurenelemente und REE mit *fusion* ICPMS.

c.: Haupt- und Spurenelemente mit RFA; REE mit ICPMS (Säureaufschluss).

Probe	Leukokrate Gneise (Kalifeldspat-Gneise)										
	Gruppe III		Gruppe V					Gruppe VIc			
	SOW3-2	SOW9-1	PA14-1	PA14-2	PA16-1	PA1-1	SOW22-1	HBW11-1	HBW12-1	HBW12-3	HBW14-1
SiO ₂	75,13	75,32	74,23	75,43	72,14	74,90	71,52	75,78	77,05	76,62	74,46
Al ₂ O ₃	14,40	13,63	14,93	15,04	15,49	13,40	14,63	12,54	11,99	12,97	14,55
Fe ₂ O ₃ T	0,45	1,09	0,05	0,06	1,14	1,89	2,28	0,60	0,99	1,03	0,93
MnO	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02
MgO	0,06	0,27	0,02	0,02	0,41	0,05	0,62	0,12	0,08	0,20	0,17
CaO	0,64	0,99	1,17	0,58	0,36	0,67	0,86	0,14	0,13	0,43	0,37
Na ₂ O	3,52	3,37	2,87	2,27	3,03	3,21	2,84	1,89	2,15	2,76	3,62
K ₂ O	5,44	3,93	5,28	5,38	5,77	4,82	5,04	6,51	5,73	4,91	4,48
TiO ₂	0,04	0,10	0,02	0,03	0,12	0,02	0,29	0,06	0,06	0,10	0,09
P ₂ O ₅	0,30	0,11	0,08	0,07	0,15	0,04	0,27	0,25	0,26	0,26	0,37
LOI	0,35	-	-	-	-	-	-	1,10	1,29	-	-
Summe	100,34	98,83	98,66	98,90	98,64	99,01	98,38	98,99	99,77	99,32	99,05
Sc	3							4	2		
Be											
V		5			6		24			6	1
Cr		5	4	1	10	9	13			4	4
Co		1			2		1	1	2	12	
Ni		2	4	2	5	5	10	31		6	
Ga	12	13	11	19	16	18	20	16	14	14	18
Rb	111	84	106	108	145	141	142	203	209	144	223
Sr	107	129	243	71	126	36	113	42	44	46	14
Y	23,0	10,7	3,2	2,6	7,1	1,5	13	7,0	10,0	8,1	8,6
Zr	35	88	41	41	64	55	126	33	39	37	27
Nb		3,1	3,0	1,5	3,9	3,7	14	4,0	3,0	4,0	7,1
Sn	2	1	2	3	3	1	-	4	3	3	4
Cs	0,6	0,9	2,3	3,0	3,7		-	1,3	1,5	1,1	1,6
Ba	890	521	1190	163	642	140	514	286	221	231	63
Hf	1,1	2,5	2,2	2,3	2,1	2,4	-	1,2	1,5	1,2	1,0
Ta		0,2	0,2	0,2	0,5		-	0,4	0,3	0,2	0,5
Pb	39	41	32	55	58	33	40	17	16	30	20
Th	3,6	5,8	5,4	5,1	3,6	9,3	13	2,1	1,3	2,0	1,3
U	3,0	4,0	1,1	1,6	1,8	1,6	6	3,1	2,5	3,1	3,7
La	8,9	15,7	12,4	8,0	10,9	16,8	27,9	5,5	4,1	5,3	4,0
Ce	16,4	30,9	25,2	18,3	20,9	40,7	59,9	13,0	9,1	11,3	8,2
Pr	1,98	3,26	2,70	2,07	2,27	4,79	7,41	1,54	0,98	1,25	0,91
Nd	7,3	12,2	10,4	8,2	8,6	19,0	28,9	6,0	3,7	5,0	3,6
Sm	2,0	2,6	2,7	2,7	2,0	5,1	6,7	1,5	1,1	1,3	1,1
Eu	0,63	0,77	1,72	0,19	0,72	0,30	0,84	0,32	0,29	0,31	0,08
Gd	2,4	2,1	1,8	1,8	1,7	2,9	5,7	1,5	1,2	1,2	1,2
Tb	0,5	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,7	0,3	0,3	0,3	0,3
Dy	3,5	1,7	0,7	0,6	1,4	0,5	3,2	1,3	1,6	1,4	1,5
Ho	0,8	0,3			0,2		0,4	0,2	0,3	0,2	0,2
Er	2,4	1,2	0,3	0,2	0,6	0,06	1,0	0,5	0,9	0,8	0,7
Tm	0,35	0,21			0,07		0,12	0,07	0,14	0,12	0,10
Yb	2,1	1,4	0,2	0,2	0,4		0,7	0,4	0,9	0,8	0,5
Lu	0,29	0,22			0,04		0,09	0,06	0,12	0,10	0,06
Eu/Eu*	0,88	1,01	2,39	0,26	1,18	0,23	0,42	0,65	0,77	0,75	0,21
Analytik	a.	b.	b.	b.	b.	b.	c.	a.	a.	b.	b.

Geochemische Analysen der untersuchten Gesteine (Forts.).

Hauptelementoxide in Gew.-%; Spuren- und Seltenerdelemente (REE) in ppm. Leeres Feld: unterhalb der Nachweisgrenze. Keine Angabe (-): nicht analysiert.

Fe₂O₃T: Gesamt-Fe als Fe₂O₃.

Eu/Eu* = $Eu_{CN} / \sqrt{[Sm_{CN} \times Gd_{CN}]}$; normiert nach Boynton (1984).

Analytik: a.: Hauptelemente, Sc und Be mit *fusion* ICP; Spurenelemente und REE mit *fusion* ICPMS.

b.: Hauptelemente mit RFA; Spurenelemente und REE mit *fusion* ICPMS.

c.: Haupt- und Spurenelemente mit RFA; REE mit ICPMS (Säureaufschluss).

Leukokrate Gneise (Kalifeldspat-Gneise)									
Probe	Gruppe VIa						Gruppe VIb		
	HBW12-2	SOW6-1	SOW7-1	SOW17-1	SOW18-1	SOW19-1	SOW13-1	SOW14-1	SOW16-1
SiO ₂	75,39	74,87	73,70	74,04	73,89	72,80	72,10	73,76	74,25
Al ₂ O ₃	14,02	14,89	15,06	14,71	14,66	14,91	14,57	14,64	15,18
Fe ₂ O ₃ T	0,26	0,62	0,84	1,10	0,92	0,94	0,24	0,20	0,16
MnO	0,01	0,04	0,04	0,06	0,05	0,08	0,01	0,01	0,01
MgO	0,02	0,16	0,18	0,22	0,20	0,16	0,08	0,06	0,02
CaO	0,35	0,46	0,49	0,77	0,62	0,60	0,42	0,78	0,43
Na ₂ O	3,17	3,96	4,11	3,09	3,19	2,80	3,03	3,81	3,63
K ₂ O	6,33	4,20	3,97	5,31	4,64	6,43	6,96	5,21	5,46
TiO ₂	0,03	0,05	0,06	0,05	0,06	0,02	0,05	0,05	0,06
P ₂ O ₅	0,34	0,44	0,40	0,33	0,32	0,25	0,31	0,34	0,37
LOI	0,36	-	-	-	-	-	-	-	-
Summe	100,28	99,69	98,85	99,69	98,54	98,99	97,77	98,85	99,56
Sc	2	-	-	-	-	-	-	-	-
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	1	-	2	-	4	1	-
Cr	-	5	2	3	3	6	4	7	6
Co	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	1	1	2	-	-	2	2	-
Ga	15	12	18	17	14	14	10	17	20
Rb	219	125	169	153	137	145	167	133	133
Sr	62	31	26	183	71	209	158	207	55
Y	4,0	4,0	5	11	10,1	6	2	5	3
Zr	14	24	36	37	28	35	5	27	26
Nb	2,0	3,6	10	4	3,6	1	2	2	5
Sn	3	3	-	-	3	-	7	-	-
Cs	1,5	1,0	-	-	1,2	-	7,2	-	-
Ba	292	123	99	604	301	739	916	597	187
Hf	0,7	0,9	-	-	1,0	-	0,2	-	-
Ta	0,1	0,4	-	-	0,2	-	0,4	-	-
Pb	35	32	33	48	28	52	43	46	39
Th	0,4	0,5	6	1	0,4	4	2,0	5	8
U	1,1	1,7	3	-	1,2	2	0,5	-	6
La	2,0	3,2	2,6	3,9	3,6	3,1	2,0	3,2	4,0
Ce	3,5	4,5	4,8	9,0	7,4	6,1	2,7	5,4	6,0
Pr	0,38	0,50	0,53	1,10	0,84	0,73	0,25	0,59	0,61
Nd	1,4	1,8	1,9	4,5	3,3	2,9	1,0	2,2	2,0
Sm	0,4	0,5	0,6	1,4	0,9	0,8	0,3	0,6	0,4
Eu	0,37	0,21	0,24	0,78	0,36	0,88	1,15	1,07	1,37
Gd	0,4	0,5	0,5	1,5	1,1	0,8	0,3	0,6	0,5
Tb	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1
Dy	0,7	0,6	0,8	1,9	1,5	1,0	0,4	0,9	0,6
Ho	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1
Er	0,3	0,4	0,5	1,0	1,0	0,6	0,3	0,6	0,4
Tm	-	0,07	0,08	0,16	0,16	0,11	0,04	0,09	0,07
Yb	0,3	0,5	0,6	1,3	1,0	0,8	0,3	0,6	0,5
Lu	0,04	0,06	0,08	0,17	0,14	0,12	0,05	0,09	0,08
Eu/Eu*	2,83	1,39	1,32	1,59	1,10	3,28	12,69	5,50	9,27
Analytik	a.	b.	c.	c.	b.	c.	b.	c.	c.

Geochemische Analysen der untersuchten Gesteine (Forts.).

Hauptelementoxide in Gew.-%; Spuren- und Seltenerdelemente (REE) in ppm. Leeres Feld: unterhalb der Nachweisgrenze. Keine Angabe (-): nicht analysiert.

Fe₂O₃T: Gesamt-Fe als Fe₂O₃.

Eu/Eu* = $Eu_{CN} / \sqrt{[Sm_{CN} \times Gd_{CN}]}$; normiert nach Boynton (1984).

Analytik: a.: Hauptelemente, Sc und Be mit *fusion* ICP; Spurenelemente und REE mit *fusion* ICPMS.

b.: Hauptelemente mit RFA; Spurenelemente und REE mit *fusion* ICPMS.

c.: Haupt- und Spurenelemente mit RFA; REE mit ICPMS (Säureaufschluss).

Probe	Leukokrate Gneise (Plagioklas-Gneise)							Metabasite			
	Gruppe IV										
	HBW31-1	HBW31-2	HBW2-1	HBW4-1	HBW6-1	HBW7-1	HBW1-1	PA9-3	KG1-1	KG1-2	SOW30-2
SiO ₂	71,60	72,39	69,78	69,11	-	66,30	69,80	52,06	53,32	50,66	48,34
Al ₂ O ₃	14,51	15,65	15,24	15,25	-	15,92	14,98	15,20	16,25	12,98	15,60
Fe ₂ O ₃ T	3,10	3,48	3,23	3,22	-	4,53	2,98	7,64	7,04	8,14	12,02
MnO	0,05	0,06	0,05	0,06	-	0,06	0,05	0,11	0,15	0,15	0,15
MgO	0,96	1,14	0,85	0,86	-	1,43	1,12	7,94	5,28	11,61	5,53
CaO	2,61	2,53	1,83	1,89	-	2,79	2,46	10,75	11,83	10,22	13,16
Na ₂ O	3,43	3,62	3,47	3,32	-	3,54	3,96	3,46	1,98	1,75	2,86
K ₂ O	2,66	2,45	3,56	3,82	-	2,69	2,54	0,91	1,65	1,63	0,27
TiO ₂	0,29	0,37	0,34	0,35	-	0,51	0,35	0,76	0,63	0,51	1,13
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,16	0,17	-	0,14	0,13	0,08	0,15	0,14	0,13
LOI	0,33	-	-	-	-	-	-	0,93	1,61	1,91	0,35
Summe	99,64	101,79	98,50	98,03	-	97,91	98,38	99,83	99,88	99,70	99,53
Sc	8	-	-	-	-	-	-	43	33	29	49
Be	1	-	-	-	-	-	-	1	1	1	-
V	30	37	35	38	-	49	39	231	190	154	273
Cr	21	21	10	13	-	25	25	265	194	531	231
Co	6	5	5	4	-	8	6	24	20	34	41
Ni	20	5	3	4	-	12	12	68	14	73	58
Ga	17	17	20	23	-	20	17	17	19	15	18
Rb	61	66	171	149	-	121	106	15	35	76	3
Sr	210	194	118	135	-	151	192	148	796	698	105
Y	25,0	30,4	14	16	10	11,4	15,1	26,2	17,0	15,0	30,2
Zr	131	143	137	140	-	182	127	66	117	101	61
Nb	7,0	7,7	11	10	-	9,3	10,0	2,2	5,3	4,9	1,0
Sn	-	-	-	-	-	4	2	11	41	6	2
Cs	0,9	0,9	-	-	-	6,5	4,0	1,5	9,9	53,4	-
Ba	742	588	545	582	-	523	439	126	1520	416	15
Hf	3,9	3,9	-	-	-	5,1	3,5	1,9	3,1	2,5	1,9
Ta	0,4	0,5	-	-	-	1,1	0,8	0,7	0,5	0,4	0,1
Pb	12	18	30	36	-	15	18	-	20	9	1
Th	9,7	10,8	12	10	-	11,0	10,1	0,9	4,2	3,4	0,1
U	1,2	1,6	4	3	-	2,8	1,8	0,4	1,8	1,0	0,2
La	27,0	33,0	25,9	25,0	27,2	35,6	27,9	7,1	23,0	20,4	2,1
Ce	56,0	67,2	55,1	53,6	54,2	70,6	54,0	20,0	48,9	42,1	6,8
Pr	6,17	7,27	6,29	6,20	6,22	7,61	5,58	2,53	5,71	4,93	1,18
Nd	24,0	28,4	24,7	24,1	22,9	30,7	21,5	11,3	23,8	21,0	7,2
Sm	4,5	5,6	5,4	5,4	4,2	5,7	4,1	2,9	4,3	3,7	2,7
Eu	1,03	0,97	0,88	0,93	1,06	1,05	0,78	0,81	1,24	1,04	0,98
Gd	3,7	4,9	4,5	4,6	3,2	4,2	3,2	3,2	3,4	2,9	3,5
Tb	0,6	0,8	0,6	0,7	0,4	0,6	0,5	0,7	0,5	0,4	0,8
Dy	3,7	4,7	3,0	3,4	2,1	2,3	2,6	4,1	2,7	2,2	4,7
Ho	0,8	1,0	0,5	0,6	0,3	0,4	0,5	0,9	0,5	0,5	1,0
Er	2,7	3,2	1,3	1,5	1,0	1,0	1,5	3,0	1,8	1,5	3,5
Tm	0,42	0,52	0,16	0,21	0,13	0,13	0,22	0,47	0,27	0,23	0,54
Yb	2,6	3,0	1,1	1,4	0,9	0,8	1,2	2,9	1,7	1,4	3,2
Lu	0,40	0,42	0,15	0,20	0,14	0,09	0,17	0,41	0,24	0,20	0,47
Eu/Eu*	0,77	0,56	0,54	0,57	0,89	0,66	0,66	0,83	0,99	0,97	0,98
Analytik	a.	b.	c.	c.	c.	b.	b.	a.	a.	a.	a.

Geochemische Analysen der untersuchten Gesteine (Forts.).

Hauptelementoxide in Gew.-%; Spuren- und Seltenerdelemente (REE) in ppm. Leeres Feld: unterhalb der Nachweisgrenze. Keine Angabe (-): nicht analysiert.

Fe₂O₃T: Gesamt-Fe als Fe₂O₃.

Eu/Eu* = $\text{Eu}_{\text{CN}} / \sqrt{[\text{Sm}_{\text{CN}} \times \text{Gd}_{\text{CN}}]}$; normiert nach Boynton (1984).

Analytik: a.: Hauptelemente, Sc und Be mit *fusion* ICP; Spurenelemente und REE mit *fusion* ICPMS.

b.: Hauptelemente mit RFA; Spurenelemente und REE mit *fusion* ICPMS.

c.: Haupt- und Spurenelemente mit RFA; REE mit ICPMS (Säureaufschluss).

10.3 Chronostratigraphische Tabellen

Terminologie und Einteilung der paläozoischen Epochen und Perioden in dieser Arbeit folgen im Wesentlichen der chronostratigraphischen Einteilung des Phanerozoikums von Gradstein & Ogg (1996). Abweichungen ergeben sich für das Ordovizium durch den Wegfall des Llandeilo (Remane et al., 2000; Webby et al., 2001) und eine Verschiebung des Alters der Ordovizium-Basis (vgl. Diskussion in Davidek et al. (1998) und McKerrow & van Staal (2000)). Die Nomenklatur des Ordoviziums entspricht dem Vorschlag des *International Geological Correlation Programme* von IUGS und UNESCO (Webby et al., 2001).

Der Nomenklatur und Unterteilung der Ären und Perioden des Präkambriums liegt die Empfehlung der *Subcommission on Precambrian Stratigraphy* der IUGS zugrunde (Plumb, 1991; Remane et al., 2000). Die Bezeichnung Vendium wird als Synonym für die informell "Neoproterozoikum III" genannte, oberste proterozoische Periode (*Terminal Proterozoic System*) verwendet (Landing, 1994; Grotzinger et al., 1995; Knoll, 1996; Deutsche Stratigraphische Kommission, 2002).

Periode	Epoche	Stufe (nur Ordovizium)	Alter der Basis [Ma]	Referenz
Perm	Oberperm		256	1
	Unterperm		290	1
Karbon	Oberkarbon		323	1
	Unterkarbon		354	1, 3
Devon	Oberdevon		370	1
	Mitteldevon		391	1
	Unterdevon		417	1
Silur	Obersilur		423	1
	Untersilur		443	1, 2, 4
Ordovizium	Oberordovizium	Ashgill	449	1, 2, 4
		Caradoc	461	4
	Mittelordovizium	Llanvirn	466	4
			473	4
	Unterordovizium	Arenig	480	2, 4
		Tremadoc	490	2, 4
Kambrium	Oberkambrium		500	2, 3
	Mittelkambrium		518	1
	Unterkambrium		545	1, 3

Chronostratigraphische Tabelle für das Paläozoikum, vereinfacht und modifiziert nach:

1 Gradstein & Ogg (1996); 2 McKerrow & van Staal (2000); 3 Remane et al. (2000); 4 Webby et al. (2001).

Äon	Ära	Periode (nur Neoproterozoikum)	Alter der Basis [Ma]
Proterozoikum	Neoproterozoikum	"Neoproterozoikum III" (Vendium)	650
		Cryogenium	850
		Tonium	1000
	Mesoproterozoikum		1600
	Paläoproterozoikum		2500
Archaikum	Neoarchaikum		2800
	Mesoarchaikum		3200
	Paläoarchaikum		3600
	Eoarchaikum		

Chronostratigraphische Tabelle für das Präkambrium nach Plumb (1991) und Remane et al. (2000).

Ulrich Teipel

Diplom-Geologe

geboren am 13. September 1968 in Würzburg

Hochschulausbildung

Juli 1999 – Feb. 2003	Dissertation im Fach Geologie an der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig- Maximilians-Universität, München
Okt. 1992 – Feb. 1998	Studiengang Geologie/Paläontologie an der LMU München Diplom
Okt. 1990 – Sept. 1992	Studiengang Geologie/Paläontologie an der Universität Würzburg Vordiplom
Okt. 1987 – Sept. 1988	Studiengang Physik an der Universität Münster

Berufliche Erfahrungen

seit Mai 2002	Bayerisches Geologisches Landesamt, München Wissenschaftlicher Angestellter, Geologische Landesaufnahme
Sept. – Dez. 2001	Bayerisches Geologisches Landesamt, München Wissenschaftlicher Angestellter, Projektmitarbeit im Geotopschutz
Mai – Juni 1999	Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, München Geowissenschaftliche Forschungsabteilung
Feb. – April 1999	Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der LMU München Wissenschaftlicher Angestellter Betreuung von Kartierkursen, Mitarbeit im Geochronologie-Labor
April 1998 – Juli 2000	Envel Informationssysteme GmbH, München Software-Dokumentation, anwenderorientierte Software-Tests
Sept. 1994 – April 1996	GeoHydroBau-Consult, Starnberg Baugrund- und Altlastenuntersuchungen

Auslandsaufenthalte

Juli – Aug. 2001	Forschungsaufenthalt am Western Australian Isotope Science Research Centre der Curtin University of Technology, Perth, Australien
Okt. 1993 – Juli 1994	Geologiestudium an der University of Edinburgh, Schottland

Zivildienst

1988 – 1990	St. Vinzenz Hospital, Rheda-Wiedenbrück, NRW
-------------	--

Schulbildung

1974 – 1987	Grundschule und Gymnasium in Rheda-Wiedenbrück Allgemeine Hochschulreife
-------------	---

Münchener Geologische Hefte (Reihe A: Allgemeine Geologie)

- Heft 1 SCHENK, P. (1990): Mikrothermometrische, gefügekundliche und geochemische Untersuchungen zur Genese der Scheelitlagerstätte Felbertal/Ostalpen.- 198 S., 60 Abb., 2 Tab. € 17,40
- Heft 2 FRITZER, T. (1991): Das Guacui-Lineament und die orogene Entwicklung des zentralen Ribeira-Belts (Espírito Santo, Brasilien).- 196 S., 85 Abb., 4 Tab. € 15,10
- Heft 3 SIMPER, M. A. (1991): Die Naturwerksteine Nordrhein-Westfalens und Verwitterungserscheinungen historischer Bausteine am Beispiel dortiger Grabdenkmäler.- 227 S., 72 Abb., 39 Tab., 4 Taf. vergriffen
- Heft 4 SÖLLNER, F., LAMMERER, B. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1991): Die Krustenentwicklung in der Küstenregion nördlich von Rio de Janeiro/Brasilien - Altersbestimmungen (U-Pb an Zirkon und Rb-Sr an Gesteinen) an hochdruck- und -temperaturfaziellen Gesteinen des Ribeira Mobile Belt und des Sao Francisco Kratons (Espírito Santo/Minas Gerais).- 100 S., 42 Abb., 4 Tab. € 10,60
- Heft 5 BURKHARDT, K. (1991): Petrographische und geochemische Untersuchungen an etruskischer Buccero-Keramik von den Fundorten Chiusi, Orvieto, Vulci, Tarquinia, Allumiere, Tolfa, Cerveteri, Ceri, Veji und Rom.- 231 S., 65 Abb., 56 Taf.vergriffen
- Heft 6 LEHRBERGER, G. (1992): Metallogenese von Antimonit-Gold-Lagerstätten in marinen Sedimenten der Ostkordillere Boliviens.- 204 S., 82 Abb., 15 Tab. vergriffen
- Heft 7 LOSKE, W.P. (1992): Sedimentologie, Herkunft und geotektonische Entwicklung paläozoischer Gesteine der Präkordillere West-Argentinens.- 155 S., 72 Abb., 13 Tab. € 14,--
- Heft 8 HATZL, T. (1992): Die Genese der Karbonatit- und Alkalivulkanit- assoziierten Fluorit-Baryt-Bastnäsit-Vererzung bei Kizilcaören (Türkei).- 271 S., 111 Abb., 60 Tab.€ 22,80
- Heft 9 MANNHEIM, R. (1993): Genese der Vulkanite und Subvulkanite des altpaläozoischen Famatina-Systems, NW-Argentinien, und seine geodynamische Entwicklung.- 140 S., 66 Abb., 13 Tab. vergriffen
- Heft 10 HECHT, L. (1993): Die Glimmer als Indikatoren für die magmatische und postmagmatische Entwicklung der Granite des Fichtelgebirges (NE-Bayern).- 221 S., 73 Abb., 17 Tab. vergriffen
- Heft 11 GEIGER, A. (1993): Die Geologie des Steinbruchreviers von Cachoeiro de Itapemirim (südliches Espírito Santo, Brasilien).- 217 S., 113 Abb., 49 Tab., 4 Taf. € 16,30
- Heft 12 KUPFERSCHIED, M.P. (1994): Geologische Untersuchungen im Tauernfenster zwischen Hollersbachtal und Krimmler Achenal: Petrographie, Strukturgeologie, Lithostratigraphie und Geobarometrie.- 160 S., 74 Abb., 2 Tab. vergriffen
- Heft 13 FREI, M. (1994): Differenzierung und Analyse eozäner Karbonate der Ostwüste Ägyptens mit Hilfe fernerkundlicher Methoden.- 239 S., 66 Abb., 6 Tab. € 37,80
- Heft 14 TEUPPENHAYN, J. P.(1994): Der spätpräkambrische Granit-Pegmatit-Komplex bei Perus und umliegende Granitoidkörper im Bundesstaat Sao Paulo/SE-Brasilien: Geologische, petrographische, geochemische und mineralchemische Untersuchungen unter zusätzlicher Beachtung akzessorischer Zirkone.- 360 S., 112 Abb., 40 Tab.vergriff.
- Heft 15 EICHHORN, R. (1995): Isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen an Gesteinen und Mineralen der Scheelit-Lagerstätte Felbertal (Land Salzburg, Österreich).- 78 S, 21 Abb., 2 Tab., 2 Taf. € 10,70
- Heft A16 WEVER, T. (1996) Geowissenschaftliche Evaluierung mehrfrequenter, polarmetrischer SAR-Daten der MAC-€ope Kampagne.- 114 S., 53 Abb., 37 Tab. € 13,80
- Heft A17 TÖPFNER, C. (1996): Brasiliano-Granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien - Eine vergleichende Studie. Zirkontypologie, U-(Th)-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen.- 258 S., 49 Abb., 27 Tab., 4 Taf. € 21,--
- Heft A18 NEUGEBAUER, H. (1996): Die Mylonite von Fiambalá - Strukturgeologische und petrographische Untersuchungen an der Ostgrenze des Famatina-Systems, Sierra de Fiambalá, NW-Argentinien.- 126 S., 56 Abb., 3 Tab. € 15,30
- Heft A19 ACEÑOLAZA, F.G., MILLER, H. & TOSELLI, A. (eds.) (1996): Geología del Sistema de Famatina.- 410 S., 193 Abb., 26 Tab. € 30,70

Münchener Geologische Hefte (Reihe A: Allgemeine Geologie)

- Heft A20 NEUMEIER, G. (1996): Geochemie und Petrologie alkalibasaltischer Vulkanite aus dem bayerischen Teil der Rhön und benachbarter Bundesländer (Hessen Thüringen).- 114 S., 23 Abb., 26 Tab. € 11,25
- Heft A21 TRAPPE, M. (1998): Petrographisch-geochemische Untersuchungen an jurassisch-kretazischen Vulkaniten im Gebiet Nazca-Palpa (14° 30'S – 15°), unter besonderer Berücksichtigung der Genese des Complejo Bella Union.- 236 S., 61 Abb., 19 Tab. € 20,45
- Heft A22 WEGER, M. (1998): Duktile Kinematik kontinentaler Kruste am Beispiel der Zentralgneise des westlichen Tauernfensters (Ostalpen/Österreich und Italien) – Strainmethodik, Strainverteilung und Geodynamik.- 268 S., 123 Abb., 12 Tab. € 21,--
- Heft A23 ALTERMANN, W., von PLEHWE-LEISEN, E. & LEISEN, H. (1998): Beiträge aus der Lagerstättenforschung, Archäometrie, Archäologie und Denkmalpflege. Festschrift zum 65. Geburtstag von Prof. Dr. Dietrich.D. Klemm.- 214 S. € 12,80
- Heft A24 WEBER, B. (1998): Die magmatische und metamorphe Entwicklung eines kontinentalen Krustensegments: Isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen am Mixtequita-Komplex, Südostmexiko. - 176 S., 57 Abb., 16 Tab. € 11,75
- Heft A25 ALTERMANN, W. (1999): Die Sedimente der Transvaal Supergruppe, Kaapvaal Kraton, Südafrika: Stromatolithenfazies, Beckenanalyse und regionale Entwicklung im Neoarchaikum und Paläoproterozoikum.- 140 S., 35 Abb., 6 Tab, 19 Taf. € 12,80
- Heft A26 SALVERMOSER, S. (1999): Zur Sedimentologie gezeitenbeeinflusster Sande in der Oberen Meeresmolasse und Süßbrackwassermolasse (Ottományium) von Niederbayern und Oberösterreich.- 179 S., 103 Abb., 9 Tab. € 11,75
- Heft A27 MURR, A. (1999): Genese der Goldlagerstättenbezirke Fatira, Gidami, Atalla und Hangaliya in der ägyptischen Ostwüste.- 203 S., 87 Abb., 38 Tab., 11 Taf. € 12,30
- Heft A28 HECHT, L. & FREIBERGER, R. (2000): Beiträge aus der Mineralogie, Geochemie Lagerstättenforschung, Archäometrie, Archäologie und Denkmalpflege. Festschrift zum 65. Geburtstag von Prof. Dr. Ing. Giulio Morteani.- 304 S. € 15,30
- Heft A29 MILLER, H. und SÖLLNER, F. (eds.) (2000): Das Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Ludwig-Maximilians-Universität, München. Festschrift zum 80-jährigen Jubiläum des Instituts - Geschichte, Lehre und Forschung.- 104 S. € 10,20
- Heft A30 SCHAUDER, P. (2002): Ordovizische Entwicklungen im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung mafischer und ultramafischer Magmatite. Geochemische, isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen.- 103 S., 42 Abb., 9 Tab. € 10,--
- Heft A31 SCHWEISSING, M. (2003): Strontium-Isotopenanalyse (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr). Eine archäometrische Applikation zur Klärung anthropologischer Fragestellungen in bezug auf Migration und Handel.- *in Vorbereitung*
- Heft A32 RIEGER, A. (2003): Die Vulkanite der Unterkreide vom Typ Ocoit (Chile, II und IV Region) und die Bildung ihrer postmagmatischen Bitumenführung und Kupfermineralisation.- 145 S., 60 Abb., 19 Tab. € 8,--
- Heft A33 TEIPEL, U. (2003): Obervendischer und unterordovizischer Magmatismus im Bayerischen Wald. – Geochronologische (SHRIMP), geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Metamagmatiten aus dem Westteil des Böhmisches Massivs.- 98 S., 29 Abb., 6 Tab. € 7,--

zu beziehen bei:

Department für Geo- und Umweltwissenschaften der LMU Sektion Geologie (Bibliothek)
Luisenstr. 37, D-80333 München, Germany
(vergriffene Exemplare sind evtl. noch direkt beim Autor erhältlich – Anfrage dort)

Münchner Geologische Hefte (Reihe B: Angewandte Geologie)

- Heft B1 THURO, K. (1996): Bohrbarkeit beim konventionellen Sprengvortrieb. Geologisch-felsmechanische Untersuchungen anhand sieben ausgewählter Tunnelprojekte. – XII + 145 S., 115 Abb., 39 Tab. € 26,00
- Heft B2 KELLERBAUER, S. (1996): Zur Geologie und Geomechanik der Salzlagerstätte Berchtesgaden.-. – XII + 101 S., 56 Abb., 11 Tab., 2 Beil. € 26,00
- Heft B3 BAHR, T. (1997): Hydrogeologische Untersuchungen im Skeiðarársandur (Südisland). – XIV + 142 S., 67 Abb., 7 Tab. € 24,00
- Heft B4 MIKULLA, C. (1998): Hydrogeologisches Modell des quartären Hauptgrundwasserleiters auf Kartenblatt 7940 Obing. - XIV + 238 S., 140 Abb., 18 Tab., 6 Beil. € 36,00
- Heft B5 DAUT, G. (1998): Subaquatische Massenbewegungen im Starnberger See und im Tegernsee. Geo-physikalische, sedimentologische und bodenmechanische Untersuchungen.- XII + 121 S., 40 Abb., 5 Tab. € 26,00
- Heft B6 RICHARDSON, S. (1998): Bestimmung der Luftdurchlässigkeit der ungesättigten Zone mit Hilfe von Kohlenmonoxid.- XVI + 151 S., 95 Abb., 19 Tab. € 24,00
- Heft B7 THURO, K., LOKAU, K., DEFFNER, F. & PLINNINGER, R. J. [Hrsg.] (1998): Festschrift Prof. Georg Spaun zum 60. Geburtstag.- VI + 162 S. € 31,00
- Heft B8 ANNAU, R., BENDER, S. & WOHNLICH, S [Hrsg.] (1998): Hard Rock Hydrogeology of the Bohemian Massif. Proceedings of the 3rd International Workshop.- VI + 184 S.
vergriffen
- Heft B9 LOKAU, K. (1999): Der Talzusub Wabenspitze bei Zederhaus (Land Salzburg) – Untersuchungen an großräumigen Hangbewegungen in der Tauernschieferhülle.- XIII + 81 S., 48 Abb., 25 Tab., 3 Beil. € 31,00
- Heft B10 BENDER, S. (2000): Klassifikation und genetische Entwicklung der Grundwässer im Kristallin der Oberpfalz/Bayern.- XV + 219 S., 102 Abb., 23 Tab. € 31,00
- Heft B11 EINSIEDL, F. (2000): Entwicklung und Anwendung neuer Fluoreszenzfarbstoffe und Partikeltracer - Laborversuche und Feldstudien.- XIV + 107 S., 86 Abb., 30 Tab.
vergriffen
- Heft B12 CISSÉ, S. (2001) Nappe Libre des Sables Quaternaires Thiaroye / Beer Thialane (Dakar / Senegal). Etude de la Contamination par les Nitrates sur la Base d'un Systeme D'Information Geographique (PC Arc/Info) - mit einer erweiterten deutschsprachigen Zusammenfassung. – XXVII + 194 S., 89 Abb., 25 Tab. € 31,00
- Heft B13 BAUER, E. (2001): Eignung verschiedener Materialien für Kapillarsperren - Materialenauswahl und Dimensionierung.- XII + 142 S., 41, 39 Tab. € 24,00
- Heft B14 VOGELGSANG, A. (2001): Verteilung von Spurenelementen in einer Braunkohlenkippe Mitteldeutsch-lands.- XI + 129 S., 73 Abb., 28 Tab. € 24,00

- Heft B15 HÜLMEYER, S. (2002): Abschätzung der Sickerwasserbelastung der Braunkohlentagebaukippe Cospuden.- XVIII + 119 S., 93 Abb., 14 Tab. € 24,00
- Heft B16 HUBER, A. (2002): Deponiegasdränschichten - Geotechnische und geochemische Untersuchungen.- XIV + 199 S., 79 Abb., 52 Tab. € 32,00
- Heft B17 PLINNINGER, R.J (2002): Klassifizierung und Prognose von Werkzeugverschleiß bei konventionellen Gebirgslösungsverfahren im Festgestein.- XI + 146 S., 99 Abb., 36 Tab.
€ 25,00
- Heft B18 THURO, K. (2002): Geologisch-felsmechanische Grundlagen der Gebirgslösung im Tunnelbau. XIV + 160 S., 162 Abb., 25 Tab. € 40,00
- Heft B19 DEFFNER, F. (2002): Eine bewegte Talflanke im Bereich Zickenberg – Großbeck im Zederhaustal (Salzburg/Österreich) – Untersuchung eines Hanges.- X + 115 S., 62 Abb., 16 Tab., 4 Beil. € 25,00
- Heft B20 SCHOLZ, M. (2003): Geomechanische Eigenschaften verwitterter Granite und ihr Einfluß auf den Vortrieb beim Stollen- und Tunnelbau. € 35,00

zu beziehen bei:

Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte
und Ingenieur-Geologie
Technische Universität München
Arcisstr. 21
D-80290 München, Germany

Department für Geo- und Umweltwissenschaften
der LMU
AG Hydrogeologie
Luisenstr. 37
D-80333 München, Germany