

# **Geochronologie metamorpher Komplexe am Beispiel der kretazischen Inselbogen-Kontinent-Kollisionszone Zentralkubas**

Analytische Möglichkeiten der isotopischen Altersbestimmung und Spaltspuren-Datierung  
subduktionsgebundener Hochdruckmetamorphite

## **Dissertation**

zur Erlangung des akademischen Grades eines  
Doktors der Naturwissenschaften  
der Fakultät für Geowissenschaften der Ruhr-Universität Bochum

vorgelegt von  
Friedemann Grafe  
aus Freiberg/Sachsen

Betreuung: Professor Dr. Walter V. Maresch

Freiberg, November 2000

## **Kurzfassung**

Zentralkuba, mit den im Escambray Massiv aufgeschlossenen, teilweise hochdruckmetamorphe Bedingungen anzeigenden metamorphen Gesteinen, stellt eine einzigartige Sequenz unterschiedlicher Gesteinsarten verschiedener Genese und Herkunft dar. Diese Sequenz repräsentiert ein nahezu vollständiges Krustenprofil durch die spät-kretazische bis eozäne Kollisionszone zwischen einem spät-jurassisch/früh-kretazischen Inselbogen (Pazifische Platte) und der Bahamas-Plattform (S-Rand der Nordamerikanischen Platte) am N-Rand der Karibischen Platte.

In jüngster Vergangenheit wurden umfangreiche und detaillierte geowissenschaftliche Arbeiten am S-Rand der Karibischen Platte mit dem Ziel einer komplexen Datenerfassung durchgeführt, welche den Erkenntnisstand zur plattentektonischen Entwicklung des karibischen Raumes enorm bereicherten (vgl. z.B. die Arbeiten von Pindell & Mitarbeiter; Meschede bzw. Frisch & Mitarbeiter; Maresch bzw. Stöckert & Mitarbeiter; Hörnle & Mitarbeiter). Im Vergleich dazu ist die Datenbasis vom N-Rand der Karibischen Platte (vgl. z.B. die Arbeiten von Draper & Mitarbeiter; Somin & Millan, Pszczolkowski & Koautoren) eher gering. Die vorliegende Arbeit versteht sich als Beitrag, diese Situation zu relativieren.

Dazu sind in Kooperation mit dem in Bochum petrologisch/petrographisch-arbeitenden Teil der Arbeitsgruppe verschiedene Gesteine Zentralkubas untersucht worden. Ausgewählte Proben des magmatischen Inselbogens, der epidot-amphibolitfaziell überprägten Basis des Inselbogens (Mabujina Einheit) und der subduktionsgebundenen, blauschiefer- bis eklogitfaziellen metamorphen Gesteine des Escambray Massivs wurden anschließend sowohl geochemisch als auch geochronologisch bearbeitet.

So konnten mit einiger Sicherheit dioritische bis granodioritische, undeformierte Proben von Inselbogen-Plutoniten anhand ihrer Hauptelement-, Spurenelement- und Sr-Nd-Isotopensignaturen als Äquivalente der Alkali-Serie der magmatischen Suite des Inselbogens identifiziert werden. Kleine pegmatitische Granitoidkörper, welche spät- bis post-kinematisch tiefere, metamorphe Bereiche des Inselbogens intrudierten, können hingegen mit spät-orogenen Graniten verglichen werden und weisen (soweit analysierbar) eine negative Eu-Anomalie auf. Petrogenetisch könnten diese Intrusionen die volatilreiche magmatische Endphase der Äquivalente der Alkali-Serie bei entsprechender Plagioklasfraktionierung oder alternativ eine partielle Schmelze plagioklasreicher niedrigdifferenzierter Inselbogen-Magmatite bei Verbleiben eines Großteils des Plagioklases in der Magmenquelle repräsentieren. Die Spurenelemente der untersuchten Eklogitproben weisen überwiegend E-MORB-, aber auch N-MORB-ähnliche bis Subduktionssignaturen auf. Eine prägnante positive Eu-Anomalie einiger Eklogite weist wahrscheinlich auf Kumulationsprozesse hin. Die Edukte der Eklogite können somit von N- über E-MORB bis hin zu subduktionsgebundenen, basaltoiden Magmatiten abgeleitet werden.

Konkordante U-Pb-Daten einer Dioritprobe der Alkali-Serie des Inselbogens ergeben ein Kristallisationsalter von  $89 \pm 2$  Ma. Kristallisationsalter der spät-orogenen Granite von ca. 87 bzw. ca. 81 Ma signalisieren das Ende der magmatischen Aktivität im Bereich des kretazischen Inselbogens und geben eine untere Altersgrenze für die metamorphe Überprägung der Inselbogenbasis an. Rb-Sr-Daten für Phengit blauschieferfazieller Gesteine von ca. 68-67 Ma erfassen zusammen mit U-Pb-Daten für Titanit von  $71 \pm 5$  Ma die Hochdruckmetamorphose und werden als Metamorphosealter interpretiert, wogegen Rb-Sr-Daten für Phengit einer Eklogitprobe von  $73 \pm 20$  Ma eine untere Zeitmarke für die HP-metamorphe Überprägung darstellt. Diskordante U-Pb-Daten (Zirkon) sowohl für die Eklogit- als

auch für die Blauschieferproben deuten auf ein Grenville-Precursor-Alter für den Eklogit (ca. 1,1 Ga) und ein präkambrisches, multiples, sedimentäres Liefergebiet (ca. 0,8-1,9 Ga) für die blauschieferfaziellen, siliziklastischen Metasedimente hin. Des weiteren läßt sich aus diesem diskordanten U-Pb-Datensatz für den Eklogit ein durch ein thermisches Ereignis induzierter Bleiverlust bei  $148 \pm 5$  Ma ableiten. Dieses Datum korreliert mit den CL-Beobachtungen sowohl an den eklogit- als auch an den blauschieferfaziellen Zirkonkristallen. Sm-Nd-Daten einer ersten Granatgeneration aus den blauschieferfaziellen Gesteinen von ca. 159-142 Ma scheinen dieses Ereignis zu bestätigen, wogegen die Daten einer zweiten Generation eher auf die HP-Metamorphose hinweisen.

Basierend auf Rb-Sr-,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - und Spaltspuren-Altern wurden unter Berücksichtigung der entsprechenden Schließungstemperaturen Temperatur-Zeit-Pfade zur Abkühlgeschichte aller drei Gesteinskomplexe konstruiert. Durch die Synthese mit den petrologischen Daten konnten sowohl Erosionsraten von  $<0,4$  mm/a bei einer Intrusionstiefe von ca. 5-6 Ma für die Dioritprobe der Alkali-Serie des Inselbogens als auch Exhumierungsraten für die Metamorphite der Mabujina Einheit (um 0,5 mm/a) und für die HP-Metamorphite des Escambray Massivs (4,4 bzw. 1,5 mm/a) abgeschätzt werden. Die beiden letzteren Raten sind in Druck-Zeit-Pfaden der Mabujina- und der HP-Escambray-Metamorphite dargestellt. Abschließend werden die petrologischen und geochronologischen Daten dieser beiden Gesteinskomplexe in einem Druck-Temperatur-Zeit-Diagramm präsentiert, um deren metamorphe Entwicklung in ihrem zeitlichen Rahmen zu analysieren.

Diese Datenbasis stellt die Grundlage zum geodynamischen Verständnis insbesondere von Exhumierungsprozessen metamorpher Einheiten nach der Inselbogen-Kontinent-Kollision in Zentralkuba dar. Darüber hinaus können die geochemisch/petrogenetischen Betrachtungen der verschiedenen Gesteine in Zusammenhang mit den geochronologischen Eckdaten Impulse zur derzeit andauernden Diskussion der plattentektonischen Entwicklung des karibischen Raumes vom oberen Jura bis in das mittlere Tertiär hinein geben.

## Inhaltsverzeichnis

<b>KURZFASSUNG</b> .....	<b>II</b>
<b>INHALTSVERZEICHNIS</b> .....	<b>IV</b>
<b>ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS</b> .....	<b>VI</b>
<b>1. EINLEITUNG</b> .....	<b>1</b>
1.1. GEOLOGISCHER ABRISß KUBAS .....	1
1.2. GEOLOGIE ZENTRALE KUBAS UND DES ESCAMBRAY MASSIVS .....	3
<b>2. ZIELSETZUNG</b> .....	<b>8</b>
2.1. GEOCHRONOLOGISCHE DATENBASIS UND PROJEKTBE-SCHREIBUNG.....	8
2.2. METHODIK .....	11
2.3. ANALYTISCHE MÖGLICHKEITEN IN DER GEOCHRONOLOGIE UND IHRE GRENZEN .....	12
<b>3. MAGMATITE DES KRETAZISCHEN INSELBOGENS</b> .....	<b>14</b>
3.1. HERKUNFT DER PROBEN .....	14
3.2. GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN .....	14
3.3. RASTERELEKTRONENMIKROSKOPISCHE UNTERSUCHUNGEN AN ZIRKON .....	18
3.3.1. <i>Klassifizierung der Außenform (abbildende SE)</i> .....	18
3.3.2. <i>Klassifizierung der Internstrukturen (abbildende CL)</i> .....	19
3.3.3. <i>Mineraleinschlüsse (EDX)</i> .....	21
3.3.4. <i>Diskussion der Beobachtungen</i> .....	22
3.4. GEOCHRONOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN .....	23
3.4.1. <i>U-Pb-Methode (Zirkon und Titanit)</i> .....	23
3.4.1.1. Diorit – S301.....	24
3.4.1.2. Biotit-Hornblende-Granit – S205.....	27
3.4.2. <i>Spaltspuren-Methode (Zirkon und Apatit)</i> .....	29
3.4.3. <i>Diskussion der geochronologischen Ergebnisse</i> .....	30
<b>4. AMPHIBOLITFAZIELLE GNEISE UND POST-DEFORMATIVE, SPÄTMAGMATISCHE GRANITOIDE DER MABUJINA EINHEIT</b> .....	<b>32</b>
4.1. HERKUNFT DER PROBEN .....	32
4.2. PETROGRAPHIE.....	34
4.3. GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN .....	35
4.4. MINERALCHEMIE.....	40
4.5. GEOCHRONOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN .....	41
4.5.1. <i>Rb-Sr-Methode (Muskovit und Biotit)</i> .....	42
4.5.2. <i><sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Methode (Muskovit)</i> .....	48
4.5.3. <i>Diskussion der Ergebnisse der geochronologischen Untersuchungen</i> .....	49
<b>5. BLAUSCHIEFER- UND EKLOGITFAZIELLE GESTEINE DER GAVILANES EINHEIT</b> .....	<b>51</b>
5.1. HERKUNFT DER PROBEN .....	51
5.2. PETROGRAPHIE.....	51
5.3. GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN .....	54
5.3.1. <i>Darstellung und Diskussion der Daten</i> .....	54
5.3.2. <i>Zusammenfassung der Ergebnisse</i> .....	62
5.4. RASTERELEKTRONENMIKROSKOPISCHE UND MIKROSONDEN-UNTERSUCHUNGEN AN ZIRKON .....	63
5.4.1. <i>Klassifizierung nach der Außenform</i> .....	63
5.4.2. <i>Klassifizierung der Internstrukturen</i> .....	64
5.4.3. <i>Mineraleinschlüsse (EDX)</i> .....	66
5.4.4. <i>Diskussion der Beobachtungen</i> .....	67

5.5. GEOCHRONOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN – TEIL 1 .....	69
5.5.1. U-Pb-Methode (Zirkon und Titanit) .....	70
5.5.1.1. Eklogit – S145 (Zirkon) .....	70
5.5.1.2. Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232 (Zirkon) .....	72
5.5.1.3. Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232 (Titanit).....	74
5.5.2. Sm-Nd-Methode (Granat-Gesamtgestein).....	76
5.5.2.1. Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232 (Granat-Gesamtgestein).....	78
5.5.2.2. Epidotisierte Bereiche im Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232/1 (Granat-Gesamtgestein) .....	80
5.5.2.3. Eklogit – S145 (Granat-Gesamtgestein).....	81
5.5.3. Diskussion der Ergebnisse der geochronologischen Untersuchungen – Teil 1.....	82
5.6. GEOCHRONOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN – TEIL 2 .....	85
5.6.1. Rb-Sr-Methode (Phengit) .....	85
5.6.1.1. Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232 (Phengit).....	86
5.6.1.2. Epidotisierte Bereiche im Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232/1 (Phengit).....	88
5.6.1.3. Eklogit – S145 (Phengit).....	90
5.6.2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode (Phengit).....	92
5.6.2:1. Eklogit – S145 und Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232 (Phengit) .....	92
5.6.3. Spaltspuren-Methode (Zirkon und Apatit).....	93
5.6.3.1. Metamorphe Gesteine des Escambray Massivs – mit S145 und S232 (Zirkon).....	93
5.6.3.2. Metamorphe Gesteine des Escambray Massivs – mit S145 und S232 (Apatit).....	94
5.6.4. Diskussion der Ergebnisse der geochronologischen Untersuchungen – Teil 2.....	94
<b>6. ASPEKTE DER PETROGENETISCHEN ENTWICKLUNG .....</b>	<b>98</b>
6.1. MAGMATITE DES KRETAZISCHEN INSELBOGENS .....	98
6.2. EDUKTE DER EKLOGITE.....	102
<b>7. ZEITLICHE ENTWICKLUNG DER UNTERSUCHTEN EINHEITEN ZENTRALE KUBAS.....</b>	<b>106</b>
7.1. THERMOCHRONOLOGIE .....	106
7.2. ANSATZ EINES P-T-T-PFADES FÜR METAMORPHEN DECKENEINHEITEN DES ESCAMBRAY MASSIVS .....	114
<b>LITERATURVERZEICHNIS .....</b>	<b>116</b>
<b>ANHANG 1: FOTOTAFELN.....</b>	<b>1</b>
<b>ANHANG 2: DATEN .....</b>	<b>42</b>
A2.1. GEOCHEMISCHE DATEN .....	43
A2.2. MINERALCHEMISCHE DATEN .....	47
A2.3. ISOTOPENANALYTISCHE DATEN .....	50
<b>ANHANG 3: ANALYTISCHE TECHNIKEN .....</b>	<b>56</b>
A3.1. GEOCHEMIE.....	57
A3.2. RASTERELEKTRONENMIKROSKOPIE.....	58
A3.3. MINERALCHEMIE.....	59
A3.4. ISOTOPENGEOCHEMIE – GEOCHRONOLOGIE.....	59
A3.4.1. Probenaufbereitung und chemische Reinigung der Präparate .....	59
A3.4.2. Reinheitsstufen der verwendeten Reagenzien.....	62
A3.4.3. Chemischer Aufschluß und Säulenchromatographie .....	62
A3.4.4. Massenspektrometrische Analytik.....	66
A3.4.5. Auf die Meßwerte angewendete Korrekturen.....	67
A3.4.6. Berechnungen und Fehlerangaben .....	76
A3.4.7. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Analytik.....	77
A3.4.8. Spaltspuren-Analytik.....	78
<b>ANHANG 4: SONSTIGES .....</b>	<b>80</b>
A4.1. ABBILDUNGSVERZEICHNIS .....	81
A4.2. TABELLENVERZEICHNIS .....	82
A4.3. ERKLÄRUNG .....	83
A4.4. DANKSAGUNG .....	84
A4.5. LEBENS LAUF .....	87

## Abkürzungsverzeichnis

Ab	– Albite-(component)	LQ1	– Leach liQuid (aus GRT/OE)
Adr	– Andradite-(component)	LQ2	– Leach liQuid (aus GRT/ME)
AL	– ALkaline-(series)	LREE	– Light Rare Earth Elements
Alm	– Almandine-(component)	ME	– (Mit Einschlüssen)
An	– Anorthite-(component)	MOR	– Mid Ocean Ridge
BHG	– Biotite-Hornblende-Granite	MORB	– Mid Ocean Ridge Basalt
BR	– BRuchstücke	MSWD	– Mean Squared Weighted Deviates
BSCH	– BlueSCHist-facies rocks	MUS	– MUSkovite
BSE	– Back-Scattered Electron-(imaging)	MW	– MittelWert
BT	– BioTite	N-MORB	– Normal-Mid Ocean Ridge Basalt
BTG	– BioTite-Granite	NWG	– NachWeisGrenze
CA	– Calc-Alkaline-(series)	OE	– (Ohne Einschlüsse)
CAB	– Clean Air Banch	OIB	– Ocean Island Basalt
Cels	– Celsian-(component)	Or	– Orthoclase-(component)
CFS	– Coarse-grained FeldSpar	PAP	– Parabolisches Korrekturmodell nach POUCHOU And PICHOU (1984)
CGY	– CamaGüEY	PFA	– PerFluorAlkoxy
CHARAC	– CHARge- and RADIUS-Controlled	PHN	– PHeNgite
CL	– CathodoLuminescence-(imaging)	PIA	– Primitiv Island Arc-(series)
CMT	– Cuban Main Thrust	P <sub>1</sub>	– lower Pitajones unit
CPX	– ClinoPyroXen (Omphacite)	PLAG	– PLAGioklase
CWM	– Coarse-grained White Mica	PRIMA	– PRImitive MANTle
DT	– DioriTe	Prp	– Pyrop-(component)
E	– Einschlußbereich	PTFE	– PolyTetraFluorEthylen
EDX	– Energy-length-Dispersive-X-ray-(analysis)	P <sub>u</sub>	– upper Pitajones unit
E-MORB	– Enriched-Mid Ocean Ridge Basalt	QZ	– Quartz
EMP	– Electron-MicroProbe	R	– Rund
EP	– EPidote	RFA	– Röntgen-Fluoreszenz-Analyse
FFS	– Fine-grained FeldSpar	REE	– Rare Earth Elements
FS	– FeldSpar (non specified)	SCA	– Surface-Controlled Alteration
FWM	– Fine-grained White Mica	SE	– Secondary Electron-(imaging)
g	– (kanten-)gerundet	SEM	– Scanning Electron Microscope
GLN	– GLaukophane	SHRIMP	– Sensitive High-Resolution Ion MicroProbe
GRDT	– GRanoDioriTe	Sps	– Spessartine-(component)
Grs	– Grossular-(component)	SSD	– Sancti-Spiritus-Dome
GRT	– GaRneT	T <sub>c</sub>	– closure Temperature
GRT/P	– GaRneT (Vorkonzentrat)	TDD	– TriniDad-Dome
HFSE	– High Field Strength Elements	TIMS	– Thermic Ionisation Mass-Spectrometer
HREE	– Heavy Rare Earth Elements	TR	– TRüb
HP	– High-Pressure	TTN	– TiTaNite
i	– idiomorph	UCI	– Upper Concordia Intercept
IC	– Isotope Composition	UD	– UnDifferenziert
ICP-(AES)	– Inductively Coupled Plasma (Atomic Emission Spectrometer)	UTM	– Universal Tranverse Mercator-(coordinates)
ICP-MS	– Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer	WDX	– Wave-length-Dispersive-X-ray-(analysis)
ID	– Isotope Dilution	WIDIA	– "... so hart Wie DIAmant." = Synonym für Sinterhartmetall auf Wolframkarbidbasis
K-FS	– K-FeldSpar	WM	– White Mica (non specified)
KL	– KLar	WR	– Whole Rock
KP	– KurzPrismatisch	Z	– Zircon
LCI	– Lower Concordia Intercept	ZAF	– Korrekturverfahren (AtomZahl-Korrektur, Absorptions-Korrektur und Fluoreszenz- Korrektur)
Leco	– "Leco Ltd." = Produkthersteller für Infrarot- Spektrometer-Zellen zur Bestimmung von C- und S-Konzentrationen	ZD	– Zircon (Diamagnetic)
LILE	– Large-Ion-Lithophile Elements	ZPAZ	– Zircon Partial Annealing Zone
LOG	– Late Orogenic-Granites		
LP	– LangPrismatisch		

(Auf die Angabe allgemein üblicher Abkürzungen wurde verzichtet.)

**1. Einleitung**

**1.1. Geologischer Abriss Kubas**

Der Kubanische Archipel ist mit 110.992 km<sup>2</sup> die größte Inselgruppe der Großen Antillen. Die Hauptinsel erstreckt sich zwischen Punta del Quemado (Maisí) im O und Cabo de San Antonio im W auf einer Länge von 1.250 km und einer maximalen Breite von 191 km (östlich von Camagüey). Die Inselgruppe wird im SO durch die Windward-Passage von Hispaniola, im NO durch den Bahamas-Kanal von den Bahamas-Inseln, im N durch die Florida-Straße von der Florida-Halbinsel und im W durch die Yucatán-Straße von der Yucatán-Halbinsel getrennt. Im NW erstreckt sich der Golf von Mexiko und im S wird Kuba vom Karibischen Meer begrenzt. Der Kubanische Archipel liegt somit am S-Rand der Bahamas-Plattform bzw. am N-Rand der Karibik.

Kuba in seiner heutigen geographischen Position markiert die konsolidierte, mittel- bis oberkretazische Plattengrenze zwischen der einstigen Pazifischen (Farallon) Platte und der Nordamerikanischen Platte im N bzw. dem Yucatán Block im NW (vgl. PINDELL, 1993; STANEK & VOIGT, 1994; HUTSON et al., 1998; STANEK, 2000). Aus dieser exponierten geographischen Lage ergeben sich sehr spezifische geologische Verhältnisse. Diese wurden in der Vergangenheit umfassend in der Fachliteratur dargelegt (z.B. ITURRALDE-VINENT, 1994; DRAPER & BARROS, 1994; STANEK et al., 2000; STANEK, 2000).

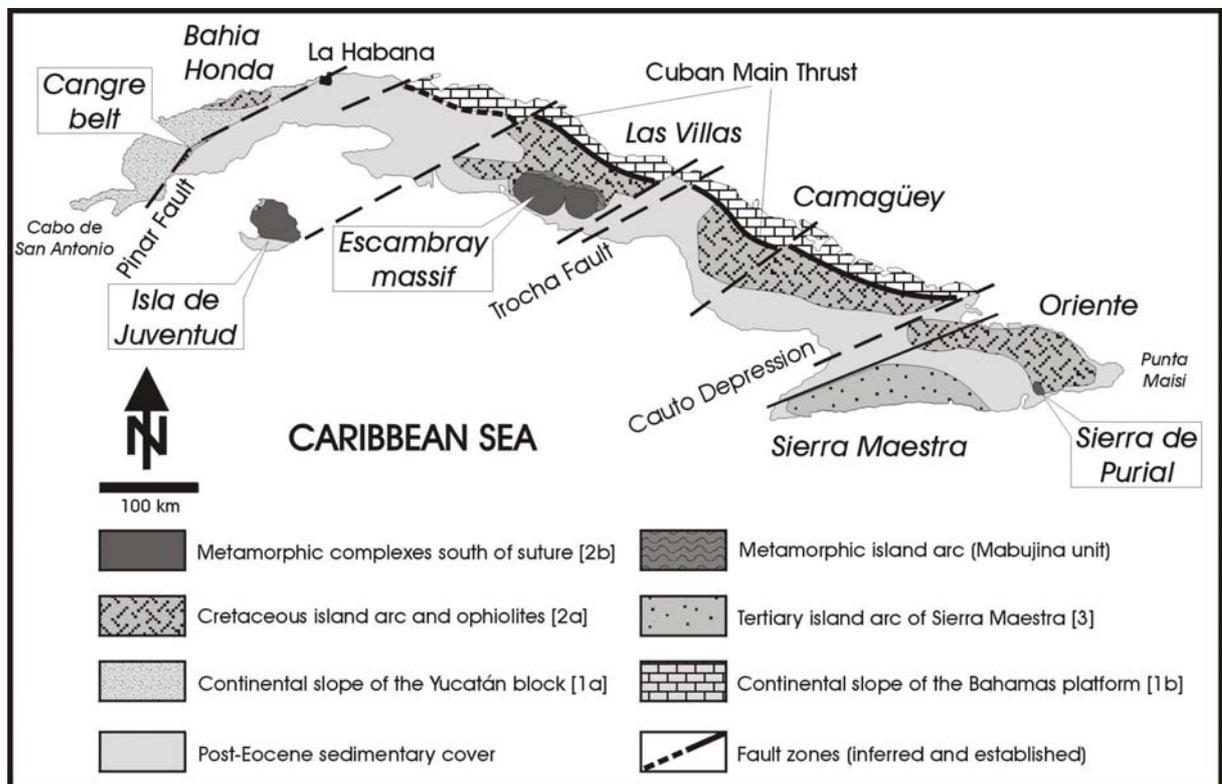


Abbildung 1.1: Skizze der geologischen Verhältnisse Kubas (modifiziert nach STANEK, 2000)

Generell läßt sich Kuba somit dreiteilen: [1] verfaltete, z.T. überschobene Plattform-Sedimente des passiven Kontinentalrandes und [2] aufgeschobene (allochtone), kretazische Inselbogen-Magmatite einschließlich des ophiolithischen Fundaments sowie z.T. hochdruckfazielle Metasedimente des passiven bzw. aktiven Kontinentalrandes. Im SO Kubas stellt die Entwicklung eines tertiären Inselbogens in der Sierra Maestra [3] eine Sonderentwicklung am aktiven Kontinentalrand dar (Abb. 1.1).

So bilden nach STANEK (2000) frühjurassische bis mittelkretazische, riffogene Sequenzen des ehemaligen Kontinentalrandes Yucatáns und untergeordnet basische und ultrabasische Gesteine N- und NW-gerichtete Decken [1a], welche im NW Kubas (in der Sierra Guanicu, westlich der Pinar-Störung) aufgeschlossen sind. Im N Kubas wird das Progradationsprisma des passiven Kontinentalrandes hauptsächlich von oberjurassischen bis oberkretazischen, NE-vergent gefalteten und überschobenen Karbonaten und pelagischen Sedimenten der Bahamas-Plattform [1b] vertreten, welche sich prinzipiell in die Remedios-, Placetas- und Camajuani-Zone unterteilen lassen (vgl. DUCLOZ & VUAGNAT, 1962).

Der S-Rand dieser Plattform-Sedimente ist durch den kretazischen Inselbogen und sein ophiolithisches Fundament [2a] überschoben, wobei die ophiolithischen Einheiten in Zentralkuba eine Melangezone zwischen dem magmatischen Bogen und den Plattform-Sedimenten darstellen, in Ostkuba jedoch als tektonische Decken über den Inselbogen-Magmatiten liegen. Getrennt werden die Inselbogen-Magmatite von den Plattform-Sedimenten durch eine nach S unter die Inselbogen-Magmatite einfallende, oberkretazisch bis frühtertiäre Suturzone, die von KNIPPER & CABRERA (1972, 1974) als CMT – "*Cuban Main Thrust*" bezeichnet wurde.

Im Hinterland der CMT sind lokal metamorphe Gesteinseinheiten aufgeschlossen, die z.T. hochdruckfaziell sind [2b]. Im W Kubas ist ein schmaler Saum von (nach SOMIN & MILLAN, 1981 z.T. blauschieferfaziellen) Metamorphiten nordöstlich der Pinar-Störung aufgeschlossen, der von PSZETOLKOWSKI et al. (1975) als sogenannter Cangre-Gürtel beschrieben wurde. Auf der der kubanischen Hauptinsel im S vorgelagerten Isla de Juventud (Isle of Pines) kommen regionalmetamorphe Gesteine vor, die nach SOMIN & MILLAN (1981) metamorphe Bedingungen bis zu 5 kbar bei ca. 600 °C in Metapelitlagen ("*Sierra Casas-Formation*") anzeigen. Weiter östlich in Zentralkuba bilden die Metamorphite des Escambray Massivs das größte Verbreitungsgebiet regionalmetamorpher Gesteine in Kuba. Die Gesteine dieses metamorphen Komplexes bilden tektonische Decken (STANEK et al., 1998; STANEK, 2000) und zeigen nach GREVEL et al. (1996a, 1998) und GREVEL (2000) z.T. HP-metamorphe Bedingungen an. Im O Kubas stellen die Metavulkanite des Purial-Komplexes (Sierra de Purial) den durch den Oriente-Ophiolith überfahrenen Teil des kretazischen Inselbogens dar. Verschiedentlich wurden aus Metatuffiten Lawsonitparagenesen berichtet (vgl. SOMIN & MILLAN, 1981; NAGY, 1983; COBIELLA, 1984).

Im äußersten SE Kubas bilden die sowohl vulkanogenen als auch plutonischen Gesteine der Sierra Maestra einen weiteren, allerdings jüngeren, paläozänen bis untereozänen Inselbogen [3], der nach STANEK (2000) durch einen Polaritätswechsel der Subduktion während der Inselbogen-Kontinent-Kollision entstand.

**1.2. Geologie Zentralkubas und des Escambray Massivs**

Zentralkuba gliedert sich in der Region von Las Villas westlich der Trocha-Störung (vgl. Abb.1.1) von SW nach NO wie folgt:

- 1) metamorphe Einheiten des Escambray Massivs, die z.T. HP- (“high-pressure”) metamorph ausgebildet sind;
- 2) metamorphe Gesteine der Mabujina Einheit;
  - 2.1) epidot-amphibolitfazielle Mabujina-“Formation”
  - 2.2) grünschieferfazielle Porvenir-“Formation”
- 3) nicht metamorphe, granitoide und vulkano-sedimentäre Gesteine des kretazischen Inselbogens;
- 4) Ultrabasite und Basite des Nördlichen Ophiolith-Komplexes;
- 5) Kubanische Hauptstörungszone – CMT;
- 6) verfaltete und z.T. überschobene Sedimente der Bahamas-Plattform.

Dieses Krustenprofil (Abb.1.2), insbesondere durch den Aufschluß HP-metamorpher Gesteine, die der Subduktionszone zuzurechnen sind, erscheint geeignet, daran die Prozesse bei einer Inselbogen-Kontinent-Kollision genauer zu studieren.

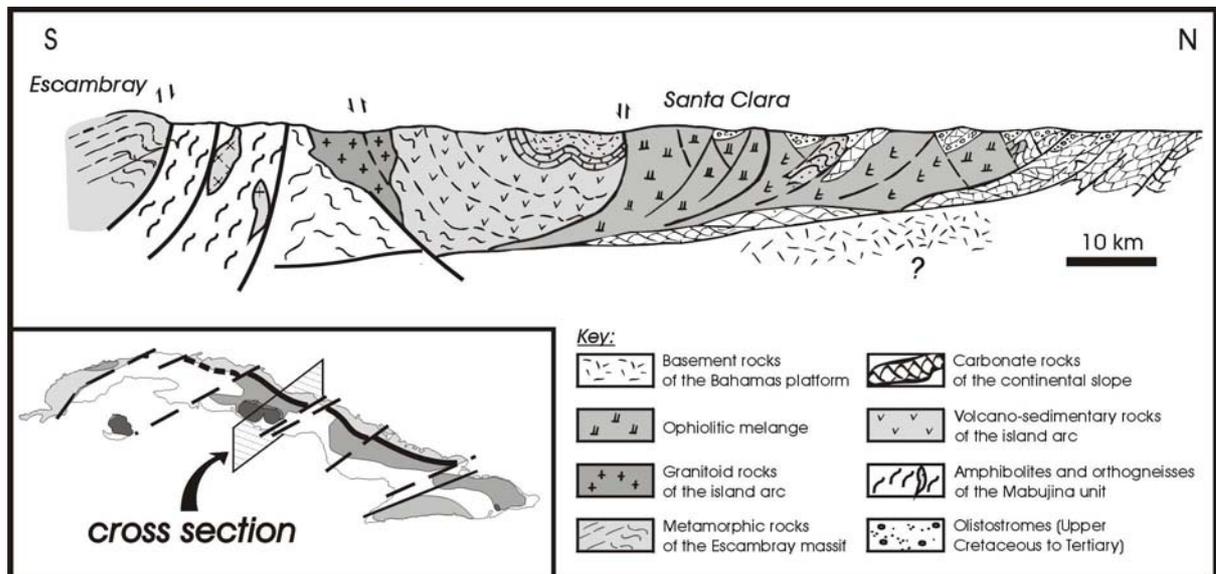


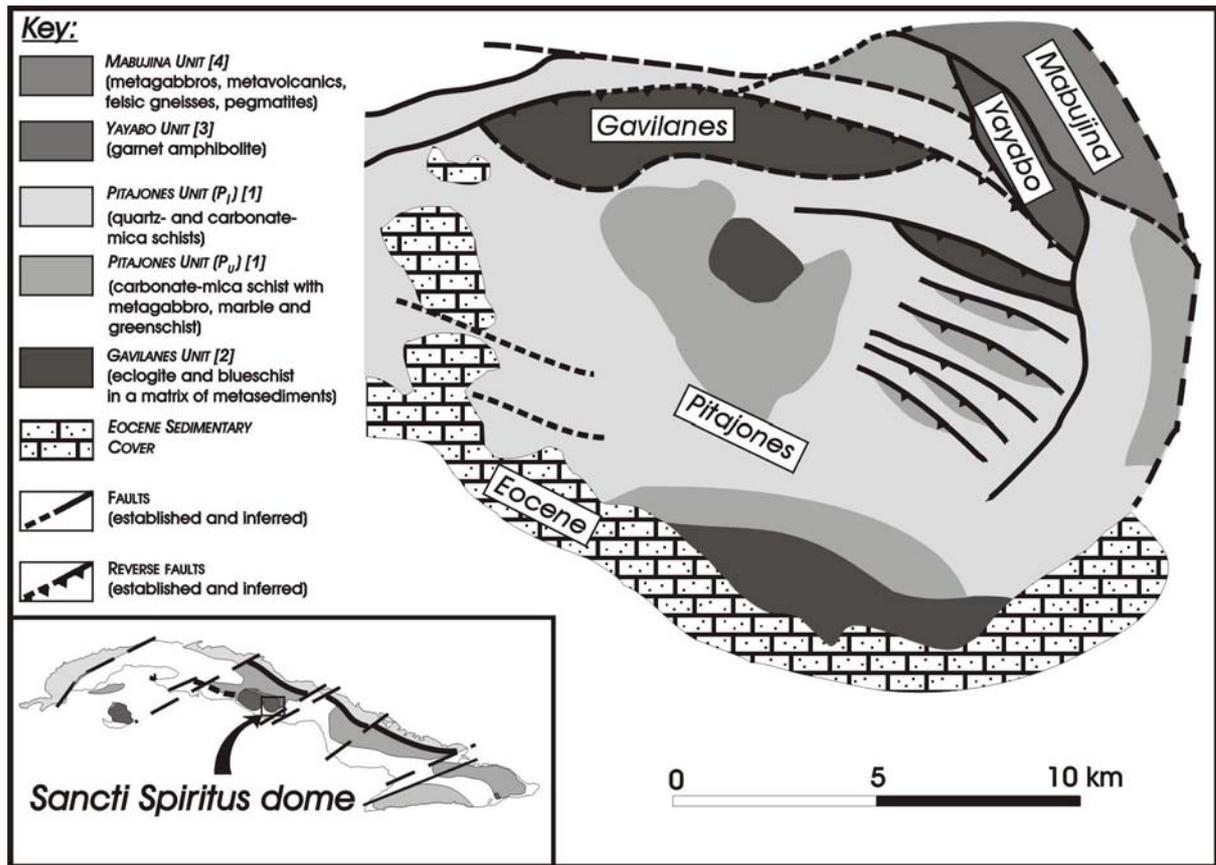
Abbildung 1.2: Idealisiertes Profil Zentralkubas in der Region von Las Villas (aus STANEK, 2000)

Da in der vorliegenden Arbeit Daten sowohl aus den metamorphen Einheiten des Escambray Massivs einschließlich der näheren metamorphen Umgebung (Mabujina Einheit) als auch aus dem kretazischen Inselbogen vorgestellt und diskutiert werden, konzentriert sich die Einführung in die geologischen Verhältnisse auch auf diese drei Gesteinskomplexe.

Der kretazische Inselbogen in der Region von Las Villas ist in einer großen Synklinalstruktur zwischen Santa Clara und dem N-Rand des Escambray Massivs aufgeschlossen. Diese Synklinalstruktur repräsentiert das vollständigste Profil von vulkano-sedimentären Abfolgen, assoziierter granitoider Intrusionen und dem unterlagernden ophiolithischen Fundament des kretazischen Inselbogens auf Kuba (vgl. Abb.1.2). Aufgrund dieser Tatsachen wurden hier auch die ersten stratigraphischen Gliederungen des Inselbogens aufgestellt (z.B. MEYERHOFF & HATTEN, 1968; PARDO, 1975; KANCHEV, 1978).

Der kretazische Inselbogen wurde von STANEK (1996, 2000) anhand der geochemischen Signaturen in vier Gruppen gegliedert, welche die genetische Entwicklung des Inselbogens charakterisieren. Nach dieser Interpretation entwickelte sich der kretazische Inselbogen von frühen, relativ wenig differenzierten Magmenzusammensetzungen (PIA – “*primitive-island-arc*”), welche von DONNELLY & ROGERS (1980) anhand von unterkretazischen, primitiven magmatischen Gesteinen in Puerto Rico definiert wurden, hin zu hochdifferenzierten granitischen Magmen (LOG – “*late orogenic-granites*”) über die Zwischenglieder (CA – “*calc-alkaline*”) und (AL – “*alkaline*”). In Zentralkuba wird die PIA-Entwicklung größtenteils durch Plagiogranite bzw. Biotit-Hornblende-Granite vertreten.

Als Escambray Massiv wird eine Gebirgsgegend im S Zentralkubas bezeichnet (vgl. Abb.1.1), die sich morphologisch in zwei verschiedene, domähnliche Strukturen gliedert und mehr als 1000 m über die Ebenen Zentralkubas emporragt. Der westliche Teil wird als Trinidad-Kuppel (TDD – “*Trinidad-Dome*”) und der östliche als Sancti-Spiritus-Kuppel (SSD – “*Sancti-Spiritus-Dome*”) bezeichnet. Der südliche Rand des Bergmassivs ist mit mehr als 2500 m extrem steil, gemessen vom höchsten Gipfel bis zum Grund des Meeresbodens bei weniger als 20 km horizontaler Entfernung. Beide Kuppeln wurden von SOMIN & MILLAN (1981) und MILLAN & SOMIN (1985b, 1987) bearbeitet. Diese Autoren postulierten eine Zonierung des Escambray Massivs von HP-metamorphen Gesteinen am Rand hin zu wenig beanspruchten Metakarbonaten im Zentrum der Struktur. Durch die Arbeiten im Gesamtprojekt “Kuba” (vgl. z.B. STANEK, 2000; STANEK et al., 1996; 1998; 2000) wird dies jedoch für den östlichen Teil (SSD) zum Teil widerlegt und die metamorphen Einheiten des Escambray Massivs einschließlich Mabujina Einheit als System generell flachliegender Decken interpretiert. So kann aufgrund detaillierter lithologischer, strukturgeologischer und petrologischer Arbeiten das Zentrum der ca. 20 x 30 km großen SSD (Abb. 1.3) als z.T. sogar multipler Deckenstapel interpretiert werden.



**Abbildung 1.3:** Tektonische Gliederung des Deckenstapels der SSD (modifiziert nach STANEK, 2000)

Im wesentlichen läßt sich dieser Deckenstapel vom Liegenden zum Hangenden in drei tektonische Einheiten gliedern: [1] Die Pitajones Einheit, baut als tektonische Decke zusammen mit der Gavilanes Einheit [2] einen in sich verschuppten, multiplen Deckenstapel auf. Die in die Hangendbereiche der Pitajones Einheit eingescherte Gavilanes Decke wird als tektonische Melange interpretiert. Im Hangenden folgt die Yayabo Einheit [3], die jedoch nur in einem schmalen Saum im NO der SSD vorkommt. Die in einem schmalen Band von ca. 5-10 km Breite im N, NO und O das Escambray Massiv einrahmenden, maximal epidot-amphibolit-faziellen Inselbogen-Gesteine der Mabujina Einheit [4] sind über den gesamten Deckenstapel des Escambray Massivs überschoben und lagern heute mit direktem tektonischem Kontakt den metamorphen Gesteinen des Escambray Massivs auf (STANEK et al., 1998; 2000).

**Regionale Einheiten des östlichen Escambray Massivs (SSD):**

**Pitajones Einheit [1]:** Diese Einheit besteht vorwiegend aus Karbonat-Glimmerschiefern. Aufgrund lithologischer Inhomogenitäten läßt sich diese Einheit in einen liegenden Teil ( $P_1$  – “lower Pitajones unit”) und einen hangenden Teil ( $P_u$  – “upper Pitajones unit”) gliedern (vgl. Abb.1.3). Der liegende Teil wird hauptsächlich aus Quarz- und Karbonat-Glimmerschiefern aufgebaut, wogegen der hangende Teil aus Karbonat-Glimmerschiefern mit lokal

tektonischen Einschaltungen von Grünschiefern, Metagabbros und großen Marmorkomplexen besteht. TRÖB (1998) schätzte mittels Kohlenstoff-Isotopen-Thermometrie an Calcit-Graphit aus Karbonat-Glimmerschiefern Temperaturen von ca. 410-560 °C für beide Untereinheiten ab. Zu diesem Temperaturintervall konnten Drücke von 7-8 kbar über die Paragenese Albit + Chlorit + Hellglimmer abgeschätzt werden, die gut mit Drücken von 4-11 kbar (Minimaldrücke über den Si-Gehalt von Phengit) bzw. 14 kbar (Albit-Stabilitätsfeld bei 500 °C) korrelieren (GREVEL, 2000). Für die lokal eingeschalteten Metagabbros hingegen konnten ebenfalls von GREVEL (2000) maximale Metamorphosebedingungen von 7-8 kbar bei 400-520 °C bestimmt werden, allerdings weisen Lawsonitrelikte auf eine druckbetonte Metamorphose bei relativ niedrigen Temperaturen an der Grenze zum Druck-/Temperatur-Regime der Blauschieferfazies hin.

**Gavilanes Einheit [2]:** Die lithologische Vielfalt dieser Melange wird ausgedrückt durch Boudins und Scherkörper aus eklogit- und blauschieferfaziellen Gesteinen, serpentinierten Ultramafiten, Talkschiefern und Granat-Glimmerschiefern unterschiedlicher Größe, die sich in einer Matrix aus Quarz- und Karbonat-Glimmerschiefern befinden. Die Gavilanes Einheit ist im N, im Zentralteil und auch im S der SSD aufgeschlossen (vgl. Abb. 1.3), wobei die schlechten Aufschlußverhältnisse lediglich im N eine Interpretation der geologischen Verbandsverhältnisse zulassen. Systematische thermobarometrische Untersuchungen an den hochdruckfaziellen Gesteinen ergaben maximale metamorphe Bedingungen von ca. 16-22 kbar bei 530-610 °C für granatführende Blauschiefer und etwas höhere, maximale metamorphe Bedingungen von 16-25 kbar bei 580-630 °C für Eklogite (GREVEL, 2000). Außerdem belegt das Auftreten von Deerit in einem eisenhaltigen Metaquarzit der Gavilanes Einheit den HP-metamorphen Charakter der Gavilanes Einheit als Ganzes. Basierend auf dem Wert von ca. 460 °C (HÖRNES, pers. Mitteilung), der für dieses Gestein über die Sauerstoff-Isotopen-Geothermometrie an Quarz-Magnetit ermittelt wurde, konnte aus dem Stabilitätsfeld des Deerits ein minimaler Druck von ca. 14 kbar abgeschätzt werden (GREVEL et al., 1998; GREVEL, 2000). p-T-Information über die retrograde Metamorphoseentwicklung liefert die Paragenese Amphibol-Chlorit-Epidot-Albit-Quarz in Eklogiten mit einem Druck von 6,5 kbar bei einer Temperatur von 320 °C (GREVEL, 2000). Dies steht im Einklang mit dem Auftreten von grobkörnigen Lawsonit und Pumpellyit, welche das Gefüge der HP-Paragenese von blauschieferfaziellen Gesteinen überwachsen, so daß diese Gesteine bei ihrer Exhumierung das Stabilitätsfeld dieser neuen Paragenese zwischen 225-300 °C bei 6 kbar und 180-250 °C bei 3 kbar passiert haben müssen (GREVEL et al., 1996b; 1998).

**Yayabo Einheit [3]:** Die Einheit, von STANEK et al. (1996) und STANEK (2000) als Yayabo Decke bezeichnet, besteht vorwiegend aus barroisitführenden Granat-Amphiboliten, in die lokal Serpentinite eingeschaltet sind. Nach STANEK (2000) dominieren nahe dem Kontakt zur Pitajones Einheit im W epidot- und hellglimmerführende Granat-Amphibolschiefer bzw. Granat-Amphibolgneise, wogegen diese Gesteine nach O in Amphibol-Mylonite übergehen. Gegen die Metagabbros der Mabujina Einheit wird die Yayabo Einheit somit durch eine

ältere, duktil angelegte und später bei der Exhumierung rigide reaktivierte Scherzone begrenzt (STANEK, pers. Mitteilung). Als Metamorphosebedingungen wurden von GREVEL (2000) Drücke von 13-14,5 kbar bei Temperaturen von 580-675 °C bestimmt, so daß diese Deckeneinheit im Vergleich zu den unterlagernden Deckeneinheiten etwas stärker temperaturbetont ist.

**Mabujina Einheit [4]:** Diese hauptsächlich aus intermediären bis mafischen Gesteinen magmatischen Ursprungs bestehende Einheit wird als tieferer Erosionsanschnitt innerhalb des kretazischen Inselbogens interpretiert (STANIK et al., 1981; DUBLAN & ALVAREZ, 1986; MILLAN & SOMIN, 1985b). In die kubanische Fachliteratur haben diese Gesteine unter der Bezeichnung "Mabujina-Amphibolite" Eingang gefunden. Aufgrund des Grades der metamorphen Überprägung unterscheiden DUBLAN & ALVAREZ (1986) zwei "Formationen" innerhalb der Mabujina Einheit. Die Gesteine der Mabujina-"Formation" werden überwiegend repräsentiert durch gebänderte, porphyroblastische Amphibolite, Metagabbros, Metadiorite, aber auch durch etwas SiO<sub>2</sub>-reichere Gesteine wie Metaplagiogranite und Metatonalite. Diese Gesteine sind gefaltet und epidot-amphibolitfaziell überprägt. Serpentinisierte, ultrabasische Gesteine kommen zwischen steil einfallenden Störungszonen vor. Lokal werden die metamorphen Gesteine der Mabujina Einheit diskordant zum metamorphen Flächengefüge von kleinvoluminösen, spät- bis post-orogenen Granodioriten und assoziierten Pegmatiten intrudiert. Die grünschieferfazielle Porvenir-"Formation" wird durch metamorph überprägte, basaltische Vulkanite und Pyroklastite dominiert, ist jedoch lediglich aus Bohrungen entlang des N-Randes der Mabujina Einheit bekannt. GREVEL (2000) ermittelte für Metagabbros der Mabujina-"Formation" Drücke von 5-9 kbar bei Temperaturen von 610-730 °C. Diese Temperaturbetontheit der metamorphen Überprägung widerspiegelt einen höheren thermischen Gradienten als die anderen genannten Einheiten.

## **2. Zielsetzung**

### **2.1. Geochronologische Datenbasis und Projektbeschreibung**

Zentralkuba und insbesondere der metamorphe Komplex des Escambray Massivs war in der Vergangenheit nur sporadisch Ziel geochronologischer Arbeiten. Dies mag zum einem an den politischen Gegebenheiten nach der kubanischen Revolution und den sich daraus ergebenden Problemen wissenschaftlicher Forschung liegen, zum anderen muß allerdings auch hervorgehoben werden, daß die spezielle regionale geologische Entwicklung dieser Gesteinseinheiten und ihr relativ junges Alter eine besondere Herausforderung an jeden Geochronologen stellen. Diese Herausforderungen sollen im weiteren Verlauf der hier vorliegenden Arbeit (vgl. z.B. Abschnitt 2.3.) immer wieder diskutiert und, soweit möglich, Ansätze zur Lösung der sich ergebenden Probleme aufgezeigt werden.

In diesem Zusammenhang verwundert es nicht, daß eine Reihe von geochronologischen Daten dieser Region bis heute unveröffentlicht sind, wie z.B. von J.M. Mattinson und von P.R. Renne (MILLAN, pers. Mitteilung) bzw. kritisch hinterfragt werden müssen (z.B. BIBIKOVA et al., 1988). Da es sich außerdem bei einem Großteil der existierenden Alterswerte um konventionelle K-Ar-Daten an Gesamtgestein handelt, sind diese im Hinblick auf Überschuß-(*Excess*)- $^{40}\text{Ar}$  einzeln kritisch zu beurteilen. Letztlich handelte es sich bei diesen Arbeiten um sporadische und oft punktuell begrenzte geochronologische Projekte, die nicht auf eine Kopplung mit petrographisch-petrologischen, strukturgeologischen und geochemischen Untersuchungen ausgerichtet waren. Einen zusammenfassenden Überblick über diese Literaturdaten Zentralkubas liefern ITURRALDE-VINENT et al. (1996) und STANEK (2000).

Für den Bereich des kretazischen Inselbogens sind hauptsächlich K-Ar- bzw.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Daten an Vulkaniten und Plutoniten aus der Region von Camagüey bekannt. So liefern die schwer datierbaren  $\text{K}_2\text{O}$ -armen Gesteine (PIA-Serie) der Massive Las Parras und Santa Maria ein K-Ar-Datenspektrum von 125-145 Ma (STANEK, 1996). Die  $\text{K}_2\text{O}$ -reichen Gesteine (CA- bzw. AL-Serie) der Massive Ignacio und Palo Seco östlich von Camagüey ergaben K-Ar-Altersdaten zwischen 91-100 Ma (EGUIPKO et al., 1984; ITURRALDE-VINENT et al., 1986). Etwas jünger sind K-Ar-Daten kubanischer Wissenschaftler an trachytischen Laven nordöstlich von Camagüey von  $84\pm 5$  und  $94\pm 6$  Ma bzw.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Daten von 84-96 Ma für einem Syenit nahe Cascorro (STANEK, 2000). Erste K-Ar-Datierungen an sauren Laven und Biotiten

aus Graniten als Äquivalente der La Sierra-Formation (LOG) der Region Camagüey weisen auf Alter um 75 Ma hin (STANEK, 2000). Wenige K-Ar-Daten sind aus der Region Las Villas bekannt. MILLAN & SOMIN (1985a) berichten K-Ar-Altersdaten für zwei Plagiogranite zwischen 70 und 59 Ma, einen Dioritporphyrgang um 88 Ma und einen leukokraten Granodiorit von  $74 \pm 10$  Ma.

Aus dem Bereich der Mabujina Einheit sind ebenfalls einige Alterswerte bekannt. BIBIKOVA et al. (1988) datierten drei verschiedene Zirkonfraktionen aus jeweils verschiedenen Proben (Metaplagiogranit, Metagranitoid und gebänderter Quarzdiorit). Da es sich jedoch um diskordante Daten handelt und zusätzlich sowohl die Uran- als auch die Bleikonzentrationen sehr niedrig sind, wurde nur ein Altersspektrum von 90-130 Ma des scheinbaren  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -Alters publiziert. Diese U-Pb-Daten geben bestenfalls einen vagen Eindruck der Altersstellung wider, können jedoch in keinem Fall den Ansprüchen hochwertiger U-Pb-Analytik gerecht werden. Allerdings stellen die niedrigen Gesamtleikonzentrationen junger, niedrig fraktionierter Inselbogen-Granitoide eine generelle Herausforderung an die U-Pb-Analytik dar. Von kubanischen Kollegen wird außerdem ein unpubliziertes U-Pb-Datum von ca. 110 Ma an Zirkon aus einem Plagiogranitgneis der Mabujina-“Formation” (P. Renne) berichtet. Ebenfalls unveröffentlicht sind sowohl U-Pb-Daten (Zirkon) als auch Rb-Sr-Daten (Hornblende bzw. Biotit) aus der Mabujina Einheit (MATTINSON, pers. Mitteilung). HATTEN et al. (1988) veröffentlichten mehrere K-Ar-Altersdaten aus der Mabujina Einheit. Hierbei handelt es sich im wesentlichen um drei Proben aus dem Tal des Rio Jicaya. Ein Metagranitoid (Biotit-Amphibol-Plagiogneis) wird mit  $84 \pm 3$  (Hornblende) und  $73 \pm 1$  Ma (Biotit), ein Metagranodiorit mit  $95 \pm 2$  (Hornblende) und  $70 \pm 1$  Ma (Biotit) und ein Pegmatit mit  $84 \pm 2$  Ma (Muskovit) angegeben. Ein gebänderter, gneisartiger Quarzdiorit westlich der SSD wird mit einem K-Ar-Alterswert (Hornblende) von  $85 \pm 1$  Ma und auch mit einem U-Pb-Alter von  $89 \pm 2$  Ma als Kristallisationsalter angegeben.

Die metamorphen Gesteine des Escambray Massivs wurden bis zu Beginn der achtziger Jahre noch mit Gesteinen des prä-mesozoischen Fundaments (“*basement*”) der Nordamerikanischen Platte, ähnlich denen des Socorro-Komplexes an der Nordwestküste der Region von Las Villas, korreliert. Phlogopit aus Marmoren des Socorro-Komplexes ergab ein  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von  $903,5 \pm 7,1$  Ma (RENNE et al., 1989). So fand diese Annahme trotz der Funde oberjurassischer bis unterkretazischer Faunen in Marmoren des Escambray Massivs und anderer metamorpher Serien des Cangre-Gürtels und der Isla de Juventud (vgl. Abb.1.1) von MILLAN & MYSCINSKI (1978) und SOMIN & MILLAN (1981) noch Eingang in die geologische Karte

Kubas (PERÉZ OTHON & YARMOLIUK, 1985; TICHOMIROV et al., 1988). Geochronologische Untersuchungen an den HP-metamorphen Gesteinen beschränkten sich bisher weitgehend auf zwei Lokalitäten der TDD. So berichten HATTEN et al. (1988) von einem U-Pb-Datum von  $102 \pm 2$  Ma einer einzelnen Zirkonpopulation aus einem Eklogit der Lokalität "Loma de los Guapos/TDD", welches mit einem unveröffentlichten U-Pb-Datum von ca. 106 Ma (MATTINSON, pers. Mitteilung) für Zirkon der selben Probe korreliert. Weiterhin wurden K-Ar-Alterswerte von  $255 \pm 7$  (Amphibol) und  $75 \pm 4$  Ma (Paragonit) dieser Probe bestimmt (HATTEN et al., 1988). Diesen Daten steht ein  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alterswert an Amphibol von ca.  $90 \pm 5$  Ma (DRAPER & NAGLE, 1991) gegenüber. Von der zweiten Lokalität "Algarrobo/TDD" sind K-Ar-Alterswerte von  $56 \pm 3$  und  $210 \pm 13$  Ma (Glaukophan) sowie  $66 \pm 1$  und  $68 \pm 1$  Ma (Phengit) bekannt (HATTEN et al., 1988). Die Daten aus der SSD beschränken sich auf zwei K-Ar-Alterswerte an Paragonit von HATTEN et al. (1988). Demnach ergaben sich Alter von  $68 \pm 2$  Ma für einen Eklogit aus dem "Valle del Rio Caracusey/SSD" und von  $73 \pm 4$  Ma für einen Eklogit von der "Carretera Gavilanes/SSD". Es existieren jedoch auch noch einige weitere Daten, die mit der konventionellen K-Ar-Methode an Gesamtgestein bestimmt wurden. Neben den oben genannten Autoren geben SOMIN & MILLAN (1981), HATTEN et al. (1988) und SOMIN et al. (1992) einen zusammenfassenden Überblick über diese Daten.

Die vorliegende Arbeit, die von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) gefördert wurde, ist in das Rahmenthema "p-T-t-d-Entwicklung metamorpher Komplexe in Inselbogen-Kontinent-Kollisionszonen am Beispiel der Escambray (Zentralkuba)" eingebunden. Daraus ergab sich eine Zielstellung, die eng an die Ergebnisse des von Frau Dr. Ch. Grevel bearbeiteten Projektes "p-T-Entwicklung der metamorphen Deckeneinheiten des Escambray Massivs, Kuba" anknüpft.

Deshalb lag der Schwerpunkt der Arbeit auf der zeitlichen (geochronologischen) Beschreibung der HP-Metamorphose ausgewählter Escambray Metamorphite und somit auch tektono-metamorpher Prozesse innerhalb der kretazischen Subduktionszone. Hierbei kam thermo-chronologischen Daten zur Beschreibung der Abkühlgeschichte (retrograder Zweig der metamorphen Entwicklung) eine zentrale Bedeutung zu. Begleitend (z.T. schon im Rahmen der Arbeiten von GRAFE, 1998) wurde auch ein thermochronologischer Datensatz für die metamorphen Gesteine der epidot-amphibolitfaziellen Basis des kretazischen Inselbogens (Mabujina Einheit) und die darin lokal auftretenden postkinematischen, granitoiden Gesteine erarbeitet, um tektono-metamorphe Zusammenhänge zwischen den metamorphen Deckeneinheiten des Escambray Massivs und der Mabujina Einheit bzw. dem kretazischen Inselbogen zu klären (vgl. STANEK et al., 1998). Letztlich sollten Datierungsversuche an Schlüsselproben (U-Pb-Kristallisationsalter) von Granitoiden des nicht-metamorphen kretazischen Inselbogens Aufschlüsse über die Entwicklung und Dauer der magmatischen Aktivität im Inselbogen erbringen, um so eine umfassendere Argumentationsgrundlage bezüglich des N-

Randes der Karibischen Platte für die Diskussion plattentektonischer Modelle des karibischen Raumes liefern zu können.

Die zweite, wesentliche Fragestellung des Projektes konzentrierte sich auf die Herkunft und stoffliche Zusammensetzung der Gesteine (geochemisch-petrogenetische Fragestellung). So war ein Anliegen, Eduktalter (U-Pb-Precursoralter) für ausgewählte HP-Metamorphite zu bestimmen und anhand von geochemischen Signaturen deren Herkunft zu klären. Außerdem sollte die Petrogenese von einigen Inselbogen-Granitoiden zumindest im Ansatz geklärt werden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß in Verbindung mit anderen Arbeiten der Arbeitsgruppe (z.B. von Frau Dr. Ch. Grevel und Herrn PD. Dr. K.P. Stanek) unter Leitung von Herrn Prof. Dr. W.V. Maresch ein systematischer, multidisziplinärer, analytischer Beitrag zur plattentektonischen Diskussion orogener Prozesse in Zentralkuba geleistet wurde. Mit dieser Arbeit steht erstmals exemplarisch für die Gesteine der HP-metamorphen Gavilanes Einheit ein p-T-t-Pfad vom N-Rand der Karibischen Platte zur Verfügung.

Diese Datenbasis wird in Zukunft Eingang in die Diskussion von Modellen und Konzepten der plattentektonischen Entwicklung der Karibik (z.B. BURKE et al., 1978, 1984; PINDELL & DEWEY, 1982; DUNCAN & HARGRAVES, 1984; PINDELL et al., 1988; PINDELL, 1985, 1994; PINDELL & BARRETT, 1990; ROSS & SCOTSE, 1988; STANEK & VOIGT, 1994; STANEK, 2000; bzw. ITURALDE-VINENT, 1994; KERR et al., 1999; DONNELLY, 1985; MESCHÉDE et al., 1997; MESCHÉDE & FRISCH, 1998) finden. Diese Diskussion und die Synthese mit anderen Daten z.B. vom S-Rand der Karibischen Platte – Isla Margarita (vgl. STÖCKERT et al., 1995) und dem N-Rand – Dominikanische Republik (z.B. DRAPER & NAGLE, 1991) wird Ziel von weiteren Publikationen der Arbeitsgruppe sein.

## **2.2. Methodik**

Um der Herausforderung dieser Zielstellung gerecht zu werden, kamen mikroanalytische, geochemische und geochronologische Untersuchungsmethoden zur Anwendung. So wurden einzelne Kristalle mit dem Rasterelektronenmikroskop (SEM – “*scanning electron microscope*”) hauptsächlich auf ihren Habitus (SE – “*secondary electron-imaging*”), ihre Internstrukturen (CL – “*cathodoluminescence-imaging*”) und mögliche Einschlüsse (BSE – “*back-scattered electron-imaging*” bzw. EDX – “*energy-length-dispersive-x-ray-(analysis)*”) untersucht. Für quantitative Mineralanalysen einzelner Proben kam eine wellen-dispersiv arbeitende (WDX – “*wave-length-dispersive-x-ray-(analysis)*”) Mikrosondeneinrichtung (EMP – “*electron-microprobe*”) zum Einsatz. Der Gesamtgesteinschemismus wurde sowohl routinemäßig mit der RFA-Methode (“Röntgen-Fluoreszenz-Analytik”) als auch mit der ICP-(AES)- (“*inductively coupled plasma atomic emission spectrometer*”) bzw. ICP-MS-Methode (“*inductively coupled plasma mass spectrometer*”) für ausgewählte Proben untersucht. Isotopenverhältnisse von Gesamtgesteins-, Mineral- und Einzelkristallproben wurden mas

senspektrometrisch mittels Massenspektrometern mit thermischer Ionisationseinrichtung (TIMS – “*thermic ionisation mass-spectrometer*”) analysiert. Bei der  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Analytik wurde ein Gas-Massenspektrometer mit Laser-Ablationseinrichtung verwendet. Unter den geochronologischen Methoden nimmt die zur Datierung von Zirkon und Apatit angewendete Spaltspuren-Methode (“*Fission-Track-Method*”) eine Sonderstellung ein, da sie eine nicht isotopische Datierungsmethode darstellt. Leider konnte gerade zur Untersuchung isotopisch-komplexer, polyphaser Mineralphasen hochgradig metamorpher Gesteine im Rahmen des Projektes keine Ionensonden-Anlage (SHRIMP – “*sensitive high-resolution ion microprobe*”) eingesetzt werden.

Auf alle analytischen Methoden wird gesondert in Anhang A3 detailliert eingegangen, um zusammenfassend darzustellen, wie die Daten im einzelnen zustande gekommen sind.

### **2.3. Analytische Möglichkeiten in der Geochronologie und ihre Grenzen**

Wie im Verlauf dieser Abhandlung berichtet werden wird, kam es bei den analytischen Arbeiten des öfteren dazu, daß die Grenzen der geochronologischen Methoden erreicht wurden, so daß eine Altersbestimmung nur bedingt bzw. gar nicht möglich war. Hauptursachen dafür sind in den mineralogisch-petrologischen Besonderheiten der Gesteine, die sich aus dem geologischen Rahmen ergeben, zu suchen.

Die größten Schwierigkeiten traten bei der Anwendung der U-Pb-Methoden sowie bei der Sm-Nd-Analytik besonders bei den hochdruckfaziellen Gesteinen des Escambray Massivs auf. Der limitierende Hauptfaktor dabei war, daß die untersuchten Mineralphasen (U-Pb: Zirkon, Titanit und Rutil; Sm-Nd: Granat, Klinopyroxen, Glaukophan und Phengit) geringe bis extrem geringe Konzentrationen der massenspektrometrisch zu messenden Elemente eingebaut hatten. Geringe Konzentrationen bedeuten in der Geochronologie geringe Ionenstromintensitäten, d.h. letztendlich eine erhebliche Einschränkung der Genauigkeit des berechneten Alterswertes.

Das Problem der geringen Elementkonzentrationen bezog sich z.T., wie im Fall der U-Pb-Analytik an eklogitfaziellen Mineralphasen, aufgrund des basischen Eduktchemismus schon auf das Mutterisotop Uran. Da es sich in Hinblick auf die Halbwertzeiten der U/Th-Pb-Zerfallsreihen um eine relativ kurze Zeitspanne handelt, die seit der Kristallisation (Obere Kreide) bis Rezent vergangen war, kam es auch bei etwas U-reicheren Inselbogen-Magmatiten zu Einschränkungen, da der Anteil besonders an uranogenem Tochterisotop im gemessenen Gesamtblei dementsprechend niedrig war. Vergleichbare bzw. noch niedrigere Konzentrationen an uranogenem Tochterisotop traten bei den rekristallisierten Zirkonen der hochdruckfaziellen Gesteine auf.

Eine einfache Erhöhung der Einwaage des zu messenden Zirkons zur Lösung dieses Problems war oft (metamorphe Gesteine) aufgrund polyphaser Altersinformation bzw. multiplen Bleiverlustes des Einzelindividuums nicht sinnvoll. Einzelzirkonanalytik war aufgrund der

Konzentrationsproblematik extrem kritisch und nur bedingt einsetzbar. Der Einsatz der SHRIMP-Methode hätte zumindest in Hinsicht auf mögliche Precursor-Alter einen wesentlichen Beitrag leisten können.

Ähnlich wie bei den konventionellen U-Pb-Methoden bzw. der Einzelzirkonanalytik kam es auch bei der Spaltspuren-Methode an Zirkon und besonders an Apatit zu Problemen, da aufgrund geringer eingebauter U/Th-Mengen die Spaltspurendichte sehr gering und somit der statistische Fehler des Alterswertes z.T. extrem hoch war. Manche Minerale waren auch hier nicht datierbar.

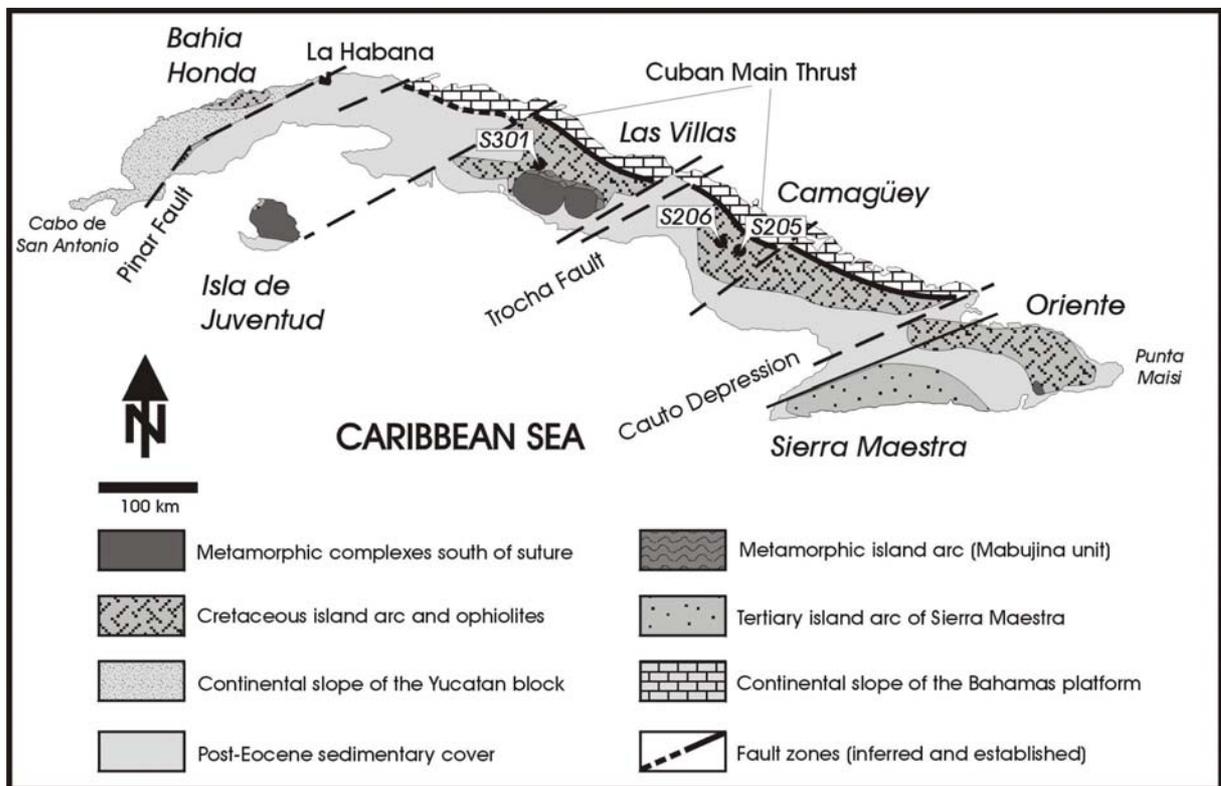
Bei der Anwendung der Sm-Nd-Methode, die der Kalibrierung des unteren Schnittpunktes diskordanter U-Pb-Daten dienen sollte, stellte es sich, da es sich um niedrig-temperierte Eklogite bis blauschieferfazielle Gesteine handelte, heraus, daß es aufgrund des Nichtüberschreitens der Schließungstemperatur ( $T_c$  – “closure temperature”) von Granat zu isotopischen Ungleichgewichtsbeziehungen der Mineralphasen sowie des Gesamtgesteins untereinander kam. Somit ist diese Methode nicht geeignet, das Metamorphosealter dieser niedrig-temperierten Gesteine zu datieren, zumal der Granat teils aufgrund des eigenen Mineralchemismus teils aufgrund seltenerdelementreicher Einschlußphasen niedrige Sm/Nd-Verhältnisse aufwies. Letzteres vermindert bei einer Isochronenmethode mit einer sehr hohen Halbwertszeit des radioaktiven Systems die Genauigkeit der Altersaussage. Die Anwendung der Lu-Hf-Methode an Granat hätte diese Schwierigkeiten zumindest teilweise umgehen können. Zum Zeitpunkt der analytischen Arbeiten befand sich diese Methode (ICP-MS) am ZLG-Münster jedoch noch in der Vorbereitungsphase.

Trotz der Gesamtheit dieser Schwierigkeiten kann Dank des Einsatzes der Rb-Sr-, der  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  und der Spaltspuren-Methode ein positives Resümee der geochronologischen Arbeiten gezogen werden. Trotz der aufgezählten Schwierigkeiten leistete die U-Pb-Methode auch gute Beiträge nämlich bei der Datierung von Inselbogen-Magmatiten und bei der zeitlichen Eingrenzung der Precursor-Alter hochdruckfazieller Gesteine des Escambray Massivs. Der isotopengeochemische Aspekt der Sm-Nd-Daten in Verbindung mit den Rb-Sr-Daten liefert zusammen mit weiteren geochemischen Daten einen gewissen Einblick in die petrogenetische Entwicklung insbesondere von den untersuchten Eklogiten und Pegmatiten.

### 3. Magmatite des kretazischen Inselbogens

#### 3.1. Herkunft der Proben

Exemplarisch für den Inselbogen wurden 3 Proben ausgewählt. Die Probenauswahl war darauf ausgerichtet, die magmengenetische Entwicklung des kretazischen Inselbogens von PIA zu LOG zeitlich zu beschreiben. Nur eine Probe (S301) stammt aus den sich nördlich des Escambray Massivs bzw. der Mabujina Einheit anschließenden kretazischen Inselbogen Gesteinen der Las Villas Region. Die beiden anderen Proben (S205 und S206) stammen hingegen aus dem Gebiet von Camagüey, welches sich weiter in östlicher Richtung entlang der magmatischen Achse des kretazischen Inselbogens an die Region von Las Villas anschließt. Die Proben sind im einzelnen: [1] Biotit-Hornblende-Granit S205 – CGY1 “Las Parras”; [2] Diorit S301 – E302 “Preso Negro” und [3] Biotitgranit S206 – CGY2 “Piedrecitas” (Abb. 3.1.1).



**Abbildung 3.1.1:** Herkunft der untersuchten Inselbogen-Magmatite (UTM-Koordinaten der Proben in der Aufschlußkarte der Deckeltasche)

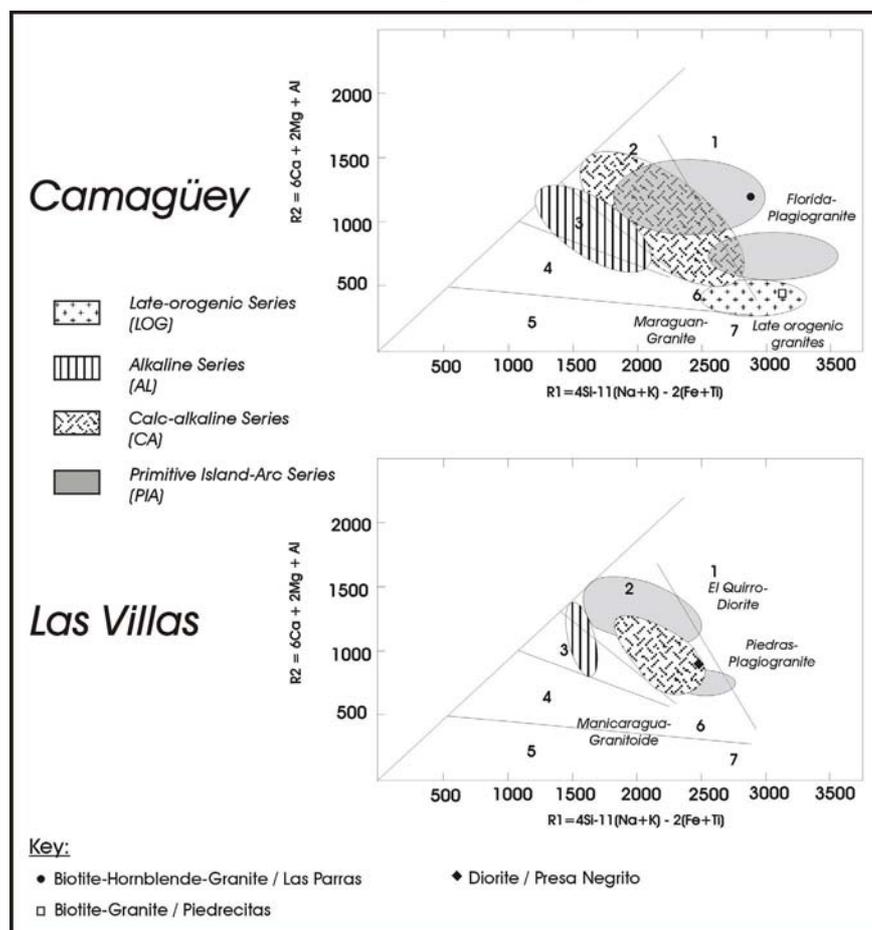
#### 3.2. Geochemische Untersuchungen

Die Gesteine S205 und S206 sind von STANEK (1996, 2000) geochemisch bearbeitet worden, wobei der Biotit-Hornblende-Granit S205 als PIA und der Biotitgranit S206 als LOG charakterisiert werden konnte (vgl. auch Abschnitt 1.2). Die geochemischen Signaturen dieser

beiden Magmatite sind in den in diesem Abschnitt folgenden Abbildungen nur als Vergleich dargestellt; eine detaillierte, geochemische Interpretation ist den genannten Arbeiten zu entnehmen.

Der Diorit S301 hingegen wurde im Rahmen der analytischen Arbeiten auch geochemisch bearbeitet, um in Anlehnung an die vorgeschlagene magmagenetische Gliederung der Inselbogen-Granite eine relative Zuordnung des Diorits zu den Entwicklungsstadien des Inselbogens treffen zu können. Hierbei wurde im wesentlichen auf den Hauptelement- und den Seltenerdelementchemismus der Granite zurückgegriffen.

Generell ist der Diorit durch einen relativ hohen  $\text{SiO}_2$ -Gehalt und verhältnismäßig niedrigen Gehalte an  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  gekennzeichnet, so daß allein anhand der Hauptelementdaten auf eine dioritische Schmelze mit einem wahrscheinlich hohen Fraktionierungsgrad geschlossen werden kann (vgl. Tabelle A2.1.3). Die Verteilung der Hauptelemente wurde mit dem Multikationen-Diagramm nach BATCHELOR & BOWDEN (1985), welches auf einem Vorschlag von DE LA ROCHE (1980) beruht, untersucht. Die Daten der drei Proben sind zusammen mit Referenzdatenfeldern in Abbildung 3.2.1 dargestellt.

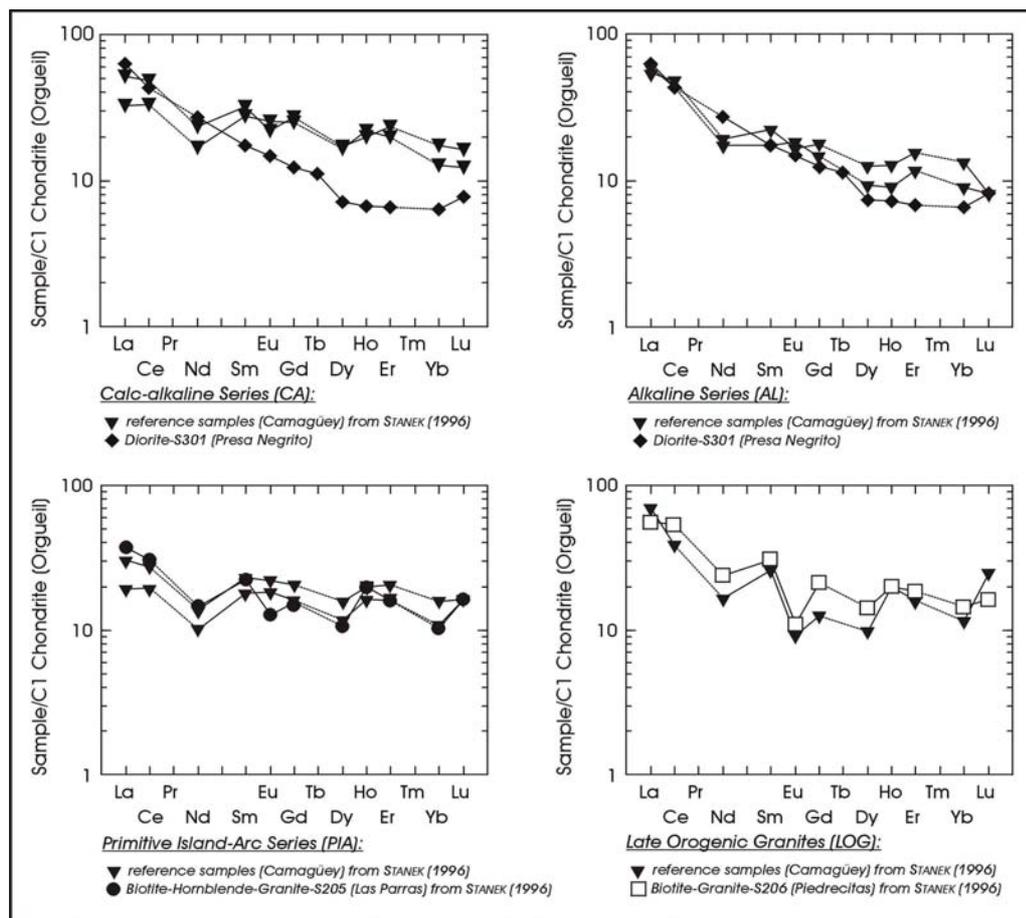


**Abbildung 3.2.1:** Multikationen-Diagramm der Inselbogen-Plutonite (nach BATCHELOR & BOWDEN, 1985; mit Daten aus STANEK, 1996; Erklärung: 1 – mantle fractionates, 2 – pre-plate collision, 3 – post-collision uplift, 4 – late-orogenic, 5 – anorogenic, 6 – syn-collision, 7 – post-orogenic)

Grundannahme für die Darstellung im Multikationen-Diagramm ist, daß sich Magmen während der Entwicklung des aktiven Kontinentalrandes (Inselbogen) aus Feld 2 (Subduktionsregime) über Feld 3 (Post-Kollisions-Regime) zu Feld 4 (spät-orogene Plutonite) unter kontinuierlicher Zunahme an Alkalien (z.B. K und Na) entwickeln (sog. “*source-trend*”). Innerhalb der einzelnen Gruppen kann es dann noch zu einer Zunahme des SiO<sub>2</sub>-Gehaltes bei gleichzeitiger Abnahme der CaO-, MgO- und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte kommen, was mit einer einfachen Fraktionierung (sog. “*series-trend*”) erklärt wird.

Unabhängig von dem Denkmodell, welches dem Multikationen-Diagramm zugrunde liegt, in dieser Arbeit wird es benutzt, um ein magmatisches Gestein einer bestehenden magmen-genetischen Gliederung des Inselbogens zuzuordnen. Wie in Abbildung 3.2.1 zu erkennen ist, liegt der Datenpunkt für den Diorit S301 im Feld der “El Quirro Diorite” der Las Villas Region und gehört somit zu den Gesteinen der CA-Serie. Der Biotit-Hornblende-Granit S205 hingegen liegt erwartungsgemäß im Feld der “Florida-Plagiogranite” (PIA) und der Biotitgranit S206 befindet sich im Feld der LOGs.

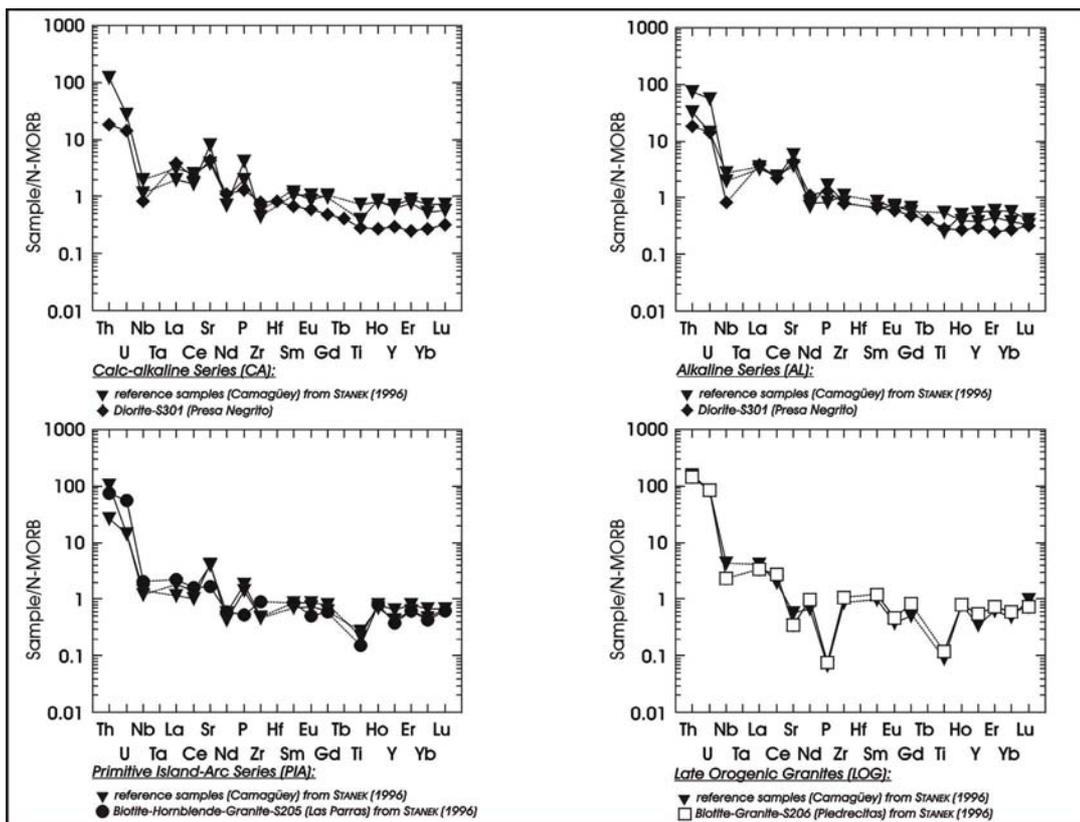
Weniger eindeutig ist die Zuordnung des Diorits zu den jeweiligen Stadien der Inselbogen-Entwicklung anhand der Seltenerdverteilungsmuster (REE – “*rare earth elements*”) in Abbildung 3.2.2.



**Abbildung 3.2.2:** C1-chondritnormierte REE-Verteilungsmuster der Inselbogen-Plutonite (C1-Chondrit-Werte aus ANDERS & GREVÈSSE, 1989 mit Daten aus STANEK, 1996)

Wie zu sehen ist, zeichnet sich die Entwicklung des Inselbogens von PIA über CA zu AL durch eine zunehmende Verarmung an Schweren Seltenerdelementen (HREE – “heavy rare earth elements”) aus, deshalb kommt es zu einer Versteilung der REE-Verteilungsmuster (siehe Referenzdaten). Die LOGs treten hier als Besonderheit auf, da sie als einzige der vier Gruppen eine negative Eu-Anomalie aufweisen.

Der Diorit S301 ist wesentlich stärker an HREE verarmt als die CA-zugehörigen Referenzproben aus STANEK (1996). Vielmehr ähnelt das REE-Verteilungsmuster des Diorits denen der Referenzproben der AL-Serie. Ein ähnliches Bild ergeben die Spurenelementverteilungsmuster (“spidergrams”) in Abbildung 3.2.3.



**Abbildung 3.2.3:** N-MORB-normierte Spurenelementverteilungsmuster (“spidergrams”) der Inselbogen-Plutonite (N-MORB Werte nach HOFMANN, 1988)

Auch die Verteilung des Spektrums der ausgewählten Spurenelemente weist eher auf eine Zugehörigkeit des Diorits zu AL und nicht zu CA hin, wie aus dem Multikationen-Diagramm (Abb. 3.2.1) zu schließen wäre. Auffällig ist jedoch auch, daß der Diorit in Abbildung 3.2.3 durch eine negative Nb-Anomalie charakterisiert wird. Eine negative Nb-Anomalie wird im allgemeinen von Magmatiten in Subduktionsregimen wie in Inselbögen (z.B. WILSON, 1989) berichtet.

Zusammenfassend kann anhand des Haupt- und insbesondere des Spurenelementchemismus gesagt werden, daß es sich bei dem Diorit S301 um ein plutonisches Produkt einer wahr

scheinlich relativ hoch differenzierten, dioritischen Schmelze mit einer deutlichen Subduktionssignatur gehandelt haben dürfte, die sich der AL-Serie des kretazischen Inselbogens Zentralkubas zuordnen läßt.

### **3.3. Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen an Zirkon**

Aus zwei von den drei unterschiedlichen magmatischen Gesteinstypen (S205 und S301) wurden jeweils Zirkonkristalle unter geochronologischen Gesichtspunkten mit dem Rasterelektronenmikroskop untersucht.

Wie geochronologische Arbeiten an Magmatiten zeigten (z.B. GRAUERT & HOFMANN, 1973; PANKHURST & PIDGEON, 1976; LANYON et al., 1993), kann es häufig auch bei U-Pb-Messungen an Zirkonkristallen aus Magmatiten zu einer Diskordanz der Daten kommen. Dies ist darauf zurückzuführen, daß das U-Pb-System intakter (*“pristine”*) Zirkonkristalle unter krustalen Bedingungen nur durch Aufschmelzung und nachfolgende Neukristallisation vollständig zurückgesetzt werden kann (MEZGER & KROGSTAD, 1997 – Zitat: *“... seems that the only way for zircon to become completely reset ... is through dissolution and subsequent reprecipitation. Under all other conditions in the continental crust zircons are forever.”*). Der Einsatz der SHRIMP-Methode in Kombination mit Kathodolumineszenzuntersuchungen hat gezeigt, daß Zirkon und damit auch die in ihm gespeicherte Altersinformation z.B. auch in granitoiden Magmen überleben kann, wenn der Kristall nicht vollständig vom Magma assimiliert wird (vgl. z.B. HANCHAR & MILLER, 1993; NASDALA et al., 1999). Außerdem kann ein nicht intaktes, metamiktes (*“metamict”*) Zirkongitter Bleiverlust (und/oder Uranzufuhr) erleiden und somit zu einer partiellen Störung des U-Pb-Systems bzw. in der Konsequenz zu einer Diskordanz der U-Pb-Daten führen. Diesem Problem kann bis zu einem gewissen Grad durch die Abrasionstechnik nach KROGH (1982) begegnet werden (vgl. Abschnitt A3.4.1).

Besonders erstere Erkenntnis mahnt zu Kathodolumineszenzuntersuchungen selbst an Zirkon aus als unproblematisch geltenden Granitoiden, um möglichen Altbestand zu identifizieren. Aber auch die Identifizierung und Charakterisierung von Mineraleinschlüssen, insbesondere von möglicherweise Pb-reichen Mineraleinschlüssen, kann die Vorauswahl der Zirkonpräparate beeinflussen, da es durch diese eventuell zu Schwierigkeiten bei der Auswertung der isotopischen Daten aufgrund eines erhöhten Gehaltes an gewöhnlichem (*“common”*) Pb kommen kann. Aus diesen Gründen sind die Zirkonpräparate vor ihrer Datierung hauptsächlich auf ihre Mineraleinschlüsse und möglichen Altbestand hin untersucht worden.

#### **3.3.1. Klassifizierung der Außenform (abbildende SE)**

Der Habitus der Zirkonkristalle aus den beiden magmatischen Gesteinen (S205 und S301) ähnelt sich prinzipiell, allerdings bestehen einige kleinere Unterschiede. Die Kristallform variierte von hypidiomorph (mit vielen Wachstumsbehinderungen) bis perfekt idiomorph. Dabei ließen sich maximal drei Phänotypen unterscheiden: [1] länglich-prismatisch, [2] kurz

prismatisch und [3] nadelig (nur bei S301). Die Phänotypen wurden jeweils in den Korngrößen <62 µm, 62-100 µm und >100 µm (S205) und <80 µm, 80-90 µm und 90-160 µm (S301) untersucht.

Die Zirkone des ***Biotit-Hornblende-Granits S205*** sind bis zu einer Korngröße von 100 µm durch eine große Anzahl von unregelmäßigen Wachstumsbehinderungen gekennzeichnet. Es konnten allerdings noch kurzprismatische und länglich-prismatische Phänotypen ausgehalten werden. Bei Korngrößen >100 µm verstärkt sich der Trend zu Wachstumsstörungen mit einem eher hypidiomorphen Erscheinungsbild. Dieser Eindruck wird dadurch noch verstärkt, daß die Zirkonkristalle einschlußreich und rissig sind. Teilweise sind verschiedene Fremdphasen (wahrscheinlich Quarz und Feldspat), welche aus den Prismen- bzw. Pyramidenflächen des Zirkons herausragen, mit den Zirkonen verwachsen. Bei den Kristallen >100 µm wurde auf die Klassifizierung in kurz- und länglich-prismatisch verzichtet. Soweit die vielen Wachstumsbehinderungen eine Beurteilung zulassen, scheinen generell recht einfache Formen vorzuherrschen, welche aus zwei Prismen und je einer Pyramide an den Prismenenden zusammengesetzt sind.

Ein etwas anderes Bild bietet sich bei der Untersuchung der Zirkonkristalle aus dem ***Diorit S301***. Die Kristalle aller untersuchten Korngrößen sind durchweg als idiomorph zu bezeichnen. Wachstumsbehinderungen treten extrem zurück. Allerdings kommen gelegentlich Verwachsungen, ähnlich wie bei S205 beschrieben, in Form von aufgewachsenen Fremdmineralen (wahrscheinlich Quarz und Feldspat) vor. Wie oben erwähnt, treten in S301 ca. 10-15 % nadelige Zirkonkristalle als phänologische Sonderform auf. Diese werden im Mittel von Längen/Breiten-Verhältnissen um 6,63 (Maximalwert bei 8,53) charakterisiert. Nadelige Zirkone treten in allen untersuchten Korngrößen mit einer registrierbaren Häufigkeitszunahme zu geringeren Korngrößen hin auf. Außerdem scheint es Übergänge zu den länglich-prismatischen Typen zu geben. Im Gegensatz dazu lassen sich die kurzprismatischen Phänotypen deutlich von den länglich-prismatischen Kristallen abgrenzen. Prinzipiell sind die Zirkone im Gegensatz zu S205 wesentlich komplexer in ihrer geometrischen Form. Es treten durchweg zwei Prismen und bis zu drei Di-Pyramiden in einem Individuum auf.

Eine Klassifizierung nach der Typologie-Methode von PUPIN (1980) wurde an den Zirkonpräparaten beider Inselbogen-Magmatite nicht vorgenommen, da als Schwerpunkt des Projekts hauptsächlich geochronologische Arbeiten vorgesehen waren.

### **3.3.2. Klassifizierung der Internstrukturen (abbildende CL)**

Wie schon oben berichtet, kann es sich auch bei Zirkonen aus magmatischen Gesteinen um polyphase Kristallindividuen handeln. Aus diesem Grund richtete sich das Interesse vorwiegend auf die Identifizierung möglichen Altbestandes. Zusätzlich können einige Schlußfolgerungen über die Art und Weise der Zirkonkristallisation aus den Internstrukturen gezogen werden.

Auf der Suche nach Altbestand in den Zirkonen der **Probe S205** wurden lediglich vereinzelt kernartige Strukturen festgestellt. Hierbei handelte es sich jedoch entweder um Anschnittseffekte oder um sogenannte multiple, idiomorphe bzw. "konkordante" Kerne (Abb. A1.1 und A1.2), welche von HANCHAR & MILLER (1993) als Zeichen einer stufig fortgesetzten Kristallisation (Synneusis) des Zirkons aus dem Magma interpretiert werden. Generell herrscht die Sektorzonierung (Abb. A1.2) gegenüber der konzentrisch-oszillierenden Wachstumszonierung (Abb. A1.1) vor. BENISEK & FINGER (1993) führen eine solche Sektorzonierung auf ein relativ schnelles Kristallwachstum zurück. Ein interessantes, sowohl in länglich-prismatischen (Abb. A1.3) als auch in kurzprismatischen (Abb. A1.4) Kristallen häufig beobachtetes Merkmal ist, daß teilweise in den Kristallen ein schwach bzw. nicht lumineszierender Keim existiert. Diese Bildung ist z.T. mit dem Auftreten von Mineraleinschlüssen (Abb. A1.4 bzw. A1.3) verbunden, wurde aber auch ohne diese beobachtet (Kernbereich in Abb. A1.1). Möglicherweise deutet dies auf eine Zr-Fraktionierung während der Kristallisation hin, bei welcher es während der finalen Phase aufgrund einer Verarmung der Schmelze an Zirkonium zum verstärkten Einbau von Spurenelementen in den Randbereichen des Zirkonkristalls kam. Während der initialen Phase der Kristallisation stand anscheinend ausreichend Zirkonium in der Schmelze zur Verfügung, um die Gitterplätze weitestgehend zu besetzen. Bei den Festkörpereinschlüssen fallen besonders rundlich-blasenförmige, oft polyphase Einschlüsse auf, die als Schmelzeinschlüsse interpretiert werden (Abb. A1.5). Diese treten häufig in Kristallen >100 µm auf und bestehen hauptsächlich aus Apatit, Plagioklas, Quarz und sporadisch K-Feldspat sowie wahrscheinlich einem kaliumführenden Amphibol. In der Umrandung dieser, aber auch anderer mineralischer Fremdeinschlüsse läßt sich häufig ein Auslöschen von Internstrukturen diskordant zur präexistierenden Wachstumszonierung beobachten. Dies zeigt wahrscheinlich eine fluidale Alteration dieser Bereiche entlang der Korngrenzflächen an. Ein Sondermerkmal konnte in den Korngrößen von 62-100 µm festgestellt werden (Abb. A1.6). Hier wurde relativ häufig beobachtet, daß Mineraleinschlüsse (überwiegend K-Feldspat) während der Kristallisation auf schon existierende Kristallflächen (Pyramidenflächen) orientiert aufgewachsen sind (möglicherweise ein epitaktisches Aufwachsen).

Die Zirkone aus dem **Diorit S301** zeigen in ihren Internstrukturen viele Gemeinsamkeiten mit denen aus dem Biotit-Hornblende-Granit S205, z.B. hinsichtlich der Führung von Altbestand und der Wachstumszonierung. Jedoch gibt es auch wesentliche Unterschiede. So zeichnen sich die Zirkone des Diorits durch intensive Lumineszenz (scharfe Hell-/Dunkelkontraste) aus. Im Vergleich zur Probe S205 sind die Zirkone wesentlich einschlußärmer und haben kaum Risse.

Auch in dieser Probe treten vorwiegend multiple, idiomorphe (konkordante) Kerne auf (Abb. A1.7). Vereinzelt wurden aber auch Strukturen beobachtet, die eher wie ausgeprägt xenomorphe, "diskordante" Kerne (Altbestand) aussehen (Abb. A1.8), jedoch möglicherweise auch durch Anschnittseffekte bedingt sein können. Sollte es sich tatsächlich um Altbestand

und nicht von Anschnittseffekten maskierte konkordante Kerne handeln, stellen Kristalle mit Altbestand im Gestein eher eine Seltenheit dar. Sektorzonierung tritt ebenfalls häufig auf (Abb. A1.9), scheint jedoch nicht wie in S205 zu überwiegen. Die beobachteten Mineraleinschlüsse zeigen oft analog zu S205 Fluidaktivität entlang von Korngrenzflächen durch einen diskordanten Alterationshalo an (Abb. A1.10). Die länglich-prismatischen Zirkone aller Korngrößen zeigen in der Regel im zentralen Teil eine Wachstumszonierung, welche sich bestenfalls als "Streifenzonierung" bezeichnen läßt (Abb. A1.11). Allerdings ist deutlich erkennbar, daß die Wachstumszonierung an den Enden der Kristalle (Pyramiden) wieder normal konzentrisch-oszillierend ausgebildet ist. Somit scheinen die Pyramiden- schneller als die Prismenflächen gewachsen zu sein, was zu einem Längenwachstum des Kristalls in Richtung der kristallographischen C-Achse ("Skelettwachstum") führt. Eine solche Erscheinung deutet auf eine schnell erfolgte Abkühlung bzw. Übersättigung des Magmas während der Zirkonkristallisation hin. Auch die Kristalle des phänologischen Sondertyps der nadeligen Zirkone weisen dieses Merkmal auf (Abb. A1.12). Einen Eindruck, wie schnell dieses "Skelettwachstum" der Kristalle stattgefunden haben muß, vermittelt sehr anschaulich die Abbildung A1.13.

### 3.3.3. Mineraleinschlüsse (EDX)

Die Dokumentation der in den Zirkonschliffen aufgefundenen Mineralphasen vermittelt einen subjektiven Eindruck über das Vorkommen von Mineraleinschlüssen. Dies ergibt sich aus den Tatsachen, daß bei der Präparation eine subjektive Auswahl getroffen und jeweils nur ein zweidimensionaler Ausschnitt eines dreidimensionalen Körpers betrachtet wird. Somit sind die folgenden Angaben bestenfalls als Näherung aufzufassen. Außerdem ist es nicht immer möglich, eindeutig zwischen primären oder sekundären Einschlüssen einerseits, Wachstumsbehinderungen und Rißfüllungen andererseits zu unterscheiden.

Wie schon weiter oben berichtet, zeichnen sich die Zirkone des Biotit-Hornblende-Granits S205 durch einen extrem hohen Einschlußreichtum aus. Von den insgesamt 23 präparierten Zirkonkristallen dieser Probe war nur ein einziger Zirkonanschnitt einschlußfrei. Mit anderen Worten wurden in ca. 96 % der untersuchten Kristalle mineralische Fremdeinschlüsse beobachtet. Enorm viele Einschlüsse wurden in den Kristallen der Korngröße  $>100\ \mu\text{m}$  registriert, so entfielen auf nur 5 Kristalle dieser Korngrößenfraktion von insgesamt 69 allein 34 Einschlüsse, also fast die Hälfte aller beobachteten Einschlüsse. In der Kristallschnittlage eines einzelnen Zirkons dieser Korngröße traten bis maximal 12 Einschlüsse auf. Hier wurden auch die schon erwähnten blasenartigen polyphasen Schmelzeinschlüsse am häufigsten registriert. In allen untersuchten Zirkonkristallen trat Apatit (ca. 51 %), K-Feldspat (ca. 24 %), Amphibol (ca. 14 %), sowie Plagioklas (ca. 7 %) und Quarz (ca. 4 %) auf. Bei den auf existierende Pyramidenflächen aufgewachsenen Mineraleinschlüssen handelt es sich ausschließlich um K-Feldspat.

Aus 9 Fraktionen des *Diorits S301* wurden insgesamt 63 Zirkonkristalle untersucht. Von diesen 63 wiesen 27 Kristalle Mineraleinschlüsse auf. Das entspricht ca. 43 %. Ähnlich wie bei den Mineraleinschlüssen in den Zirkonen von S205 nimmt auch hier die Häufigkeit des Auftretens von Mineraleinschlüssen zu größeren Korngrößen hin zu (bis zu ca. 70 %). Polyphase Schmelzeinschlüsse konnten nicht identifiziert werden. Als Einschlußphasen traten Quarz (ca. 50 %), Apatit (ca. 27 %), K-Feldspat (ca. 18 %) sowie Plagioklas (ca. 5 %) auf. Amphibol wurde nicht beobachtet.

### 3.3.4. Diskussion der Beobachtungen

Zusammenfassend konnte anhand der rasterelektronenmikroskopischen Beobachtungen an Zirkon der untersuchten Inselbogen-Magmatite festgestellt werden, daß das U-Pb-System der Zirkone dieser Gesteine gut zur isotopischen Altersbestimmung geeignet zu sein scheint. Eine dominante Polyphasigkeit der Kristallindividuen, Altbestand betreffend, konnte in keinem der Präparate eindeutig nachgewiesen werden. Die beobachtete stufig fortgesetzte Kristallisation erzeugt zwar oft ein polyphases Erscheinungsbild des Einzelindividuums, sollte jedoch kaum zu einer signifikanten Beeinträchtigung der Auswertbarkeit der isotopischen Daten führen, da die Zeitspannen zwischen den einzelnen Kristallisationsstadien der Kristalle nicht sehr groß gewesen sein dürften. Dies scheint insbesondere plausibel für relativ kleinvoluminöse Inselbogen-Intrusiva mit wahrscheinlich geringen Intrusionstiefen (S301).

Eine fluidinduzierte Störung des isotopischen Systems ist weitgehend auszuschließen. Lediglich in einschlußreichen Kristallen ist es in korngrenzennahen Bereichen des Kristallgitters zu Störungen des U-Pb-Systems gekommen (Alterationshalo).

Ein größeres Problem bei der isotopischen Datierung der Zirkonkristalle besonders bei Probe S205 stellt das relativ häufige Auftreten von K-Feldspat und Apatit als Einschlußphasen dar, da diese im Vergleich zum Zirkon wesentlich mehr gewöhnliches Blei bei der Kristallisation einbauen.

Um den letztgenannten zwei Einschränkungen begegnen zu können, wurde bei der Separation der Zirkonpräparate darauf geachtet, daß die Kristalle klar und ohne sichtbare Mineraleinschlüsse sind. Auf mögliche metamikte Bereiche wurde bei der Separation nicht weiter eingegangen, da sich diese nicht am Rasterelektronenmikroskop, sondern nur eindeutig mit hochauflösender Raman-Spektroskopie (vgl. z.B. NASDALA et al., 1995; NASDALA et al., 1996) feststellen lassen und die nachfolgende Probenbehandlung ("Abrasion" – vgl. Abschnitt A3.4.1.) eventuell vorhandene metamikte Bereiche weitgehend entfernt.

Über die Kristallisationsgeschichte lassen sich hauptsächlich anhand von Mineraleinschlüssen und Internstrukturen der Zirkone einige Aussagen treffen. In beiden untersuchten Gesteinen scheint die Kristallisation von Zirkon aus dem Magma relativ schnell (Sektorzonierung bzw. Skelettwachstum), jedoch in mehreren Kristallisationsschüben (Syn

neusis) erfolgt zu sein. Die Mehrstufigkeit der Zirkonkristallisation wird unter anderem eindrucksvoll durch das Aufwachsen von K-Feldspat auf schon existierende Pyramidenflächen in Probe S205 belegt.

Während dieses Prozesses kam es offensichtlich zu einer Verarmung der Schmelze an Zirkonium, so daß zu den Rändern der Kristalle hin zunehmend mehr gitterfremde Spurenelemente eingebaut wurden. Die Häufigkeit bzw. die Zusammensetzung von mineralischen Fremdeinschlüssen in den Kristallen widerspiegelt außerdem zu einem gewissen Grad die Beschaffenheit bzw. den Fraktionierungsgrad der Schmelze. Ausgehend davon, daß es sich bei den beobachteten Einschlußphasen um Primäreinschlüsse handelt, ist festzuhalten, daß in Probe S205 Apatit zu Quarz in einem Verhältnis von ca. 13:1 gegenüber einem Verhältnis von ca. 2:1 in S301 vorkommt. Es scheint, als wäre die Schmelze, aus welcher die Zirkone der Probe S301 auskristallisierten, SiO<sub>2</sub>-reicher gewesen als die der Probe S205. Außerdem kommt in S205 relativ häufig Amphibol vor, wogegen in S301 kein Amphibol gefunden wurde. In diesem Zusammenhang ist wahrscheinlich auch der Trend zum hypidiomorphen Habitus der Zirkone der Probe S205 zu sehen. Da es sich bei Zirkon um ein Frühkristallinat bei der fraktionierten Kristallisation einer Schmelze handelt, kann es in einer weniger fraktionierten Schmelze, in der noch relativ viele andere Phasen als Frühkristallinate ausfallen, eher zu verstärkten Wachstumsbehinderungen an Zirkon kommen als bei höher fraktionierten Schmelzen. Diese Beobachtungen decken sich weitgehend mit den geochemischen Erkenntnissen aus Abschnitt 3.2. dieses Kapitels.

### **3.4. Geochronologische Untersuchungen**

#### **3.4.1. U-Pb-Methode (Zirkon und Titanit)**

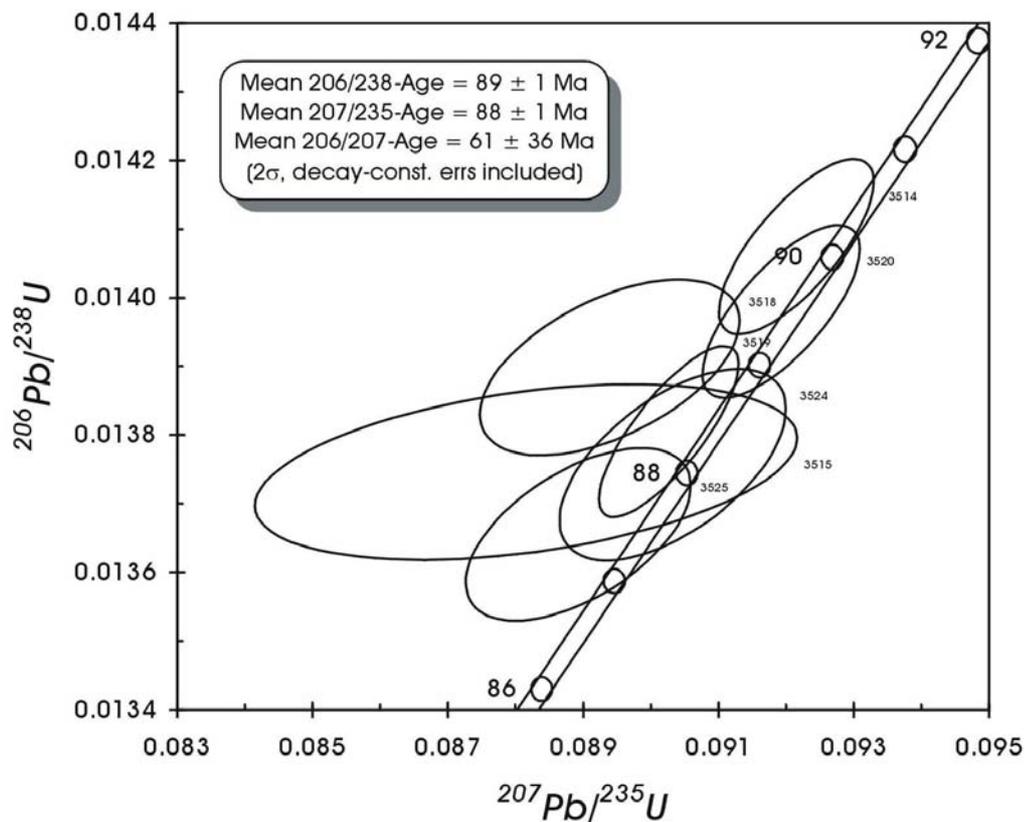
U-Pb-Analytik an Zirkon war für alle drei Inselbogen-Magmatite (S205, S301 und S206) vorgesehen, um den Zeitpunkt deren Kristallisation zu ermitteln (vgl. Abschnitt 3.3.). Bei der Aufbereitung mußte jedoch festgestellt werden, daß die beiden Inselbogen-Magmatite S205 und S206 trotz ähnlicher Probemengen vergleichsweise wenig Zirkon führen. Die separierte Probemenge einer dieser Proben hätte bei konventioneller U-Pb-Analytik ungefähr zwei Zirkonanalysen entsprochen. Da die Concordia-Kurve jedoch im unteren Verlauf durch einen sehr steilen, nahezu linearen Anstieg gekennzeichnet wird und somit konkordante Daten sehr sensibel auf kleine Änderungen in den beiden Pb/U-Verhältnissen im Concordiadiagramm reagieren, wurde vorgesehen, mindestens fünf Messungen durchzuführen, um einen statistisch besser belegten Alterswert zu erhalten. Aus diesem Grund wurde der Entschluß gefaßt, diese Proben mit der Einzelzirkon-Analytik zu bearbeiten, wobei es sinnvoll erschien, zuerst nur eine der beiden Proben (S205 und S206) zu bearbeiten, um zu testen, ob Zirkonkristalle aus Inselbogen-Magmatiten mit der Einzelzirkon-Analytik datierbar sind. Die Entscheidung fiel auf den Biotit-Hornblende-Granit S205. Der Diorit S301 wurde hingegen konventionell

datiert. Die Zirkone des Biotitgranits S206 wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht geochronologisch bearbeitet.

#### 3.4.1.1. Diorit – S301

Es wurden insgesamt fünf abradierte und zwei unabradierte Zirkonfraktionen des Diorits mit einem  $^{233}\text{U}/^{205}\text{Pb}$ -Mischspike versetzt, konventionell zur massenspektrometrischen Analyse vorbereitet und gemessen (vgl. Abschnitt A3.4.). Die berechneten Konzentrationen weisen Werte von ca. 376 bis 211 ppm für Uran und 5,5 bis 3,1 ppm für Blei auf. Die kleinsten analysierten Probenmengen betragen bei Uran ca. 30 ng und bei Blei ca. 0,4 ng (vgl. Tab. A2.3.5). Aufgrund dieser geringen Probenmengen auf dem Filament wurde das Blei mit Hilfe des Ionenzählers analysiert. Bei Uran konnte aufgrund ausreichender Probenmengen darauf verzichtet werden, so daß Uran über die Faraday-Detektoren bestimmt wurde.

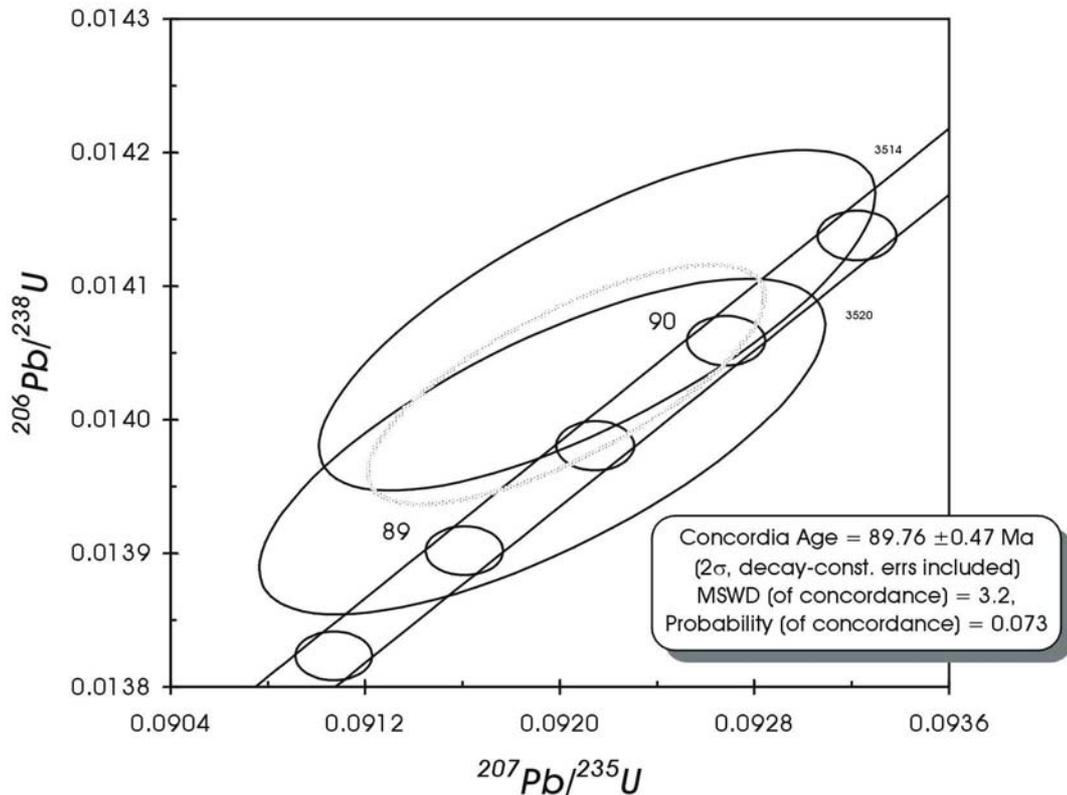
Wie die Abbildung 3.4.1 zeigt, ergab die Auswertung der sieben Analysen eine Streuung von konkordanten Datenpunkten (lediglich Analyse 3518 liegt etwas links der Concordia).



**Abbildung 3.4.1:** U-Pb-Concordiadiagramm mit den Analysendaten der Zirkone aus der Probe S301 (Die Analysennummern bedeuten: 3514 – Z/KP/KL/A60/(160-90  $\mu\text{m}$ ), 3515 – Z/LP/KL/A90/(<80  $\mu\text{m}$ ), 3518 – Z/KP/TR/A60/(160-90  $\mu\text{m}$ ), 3519 – Z/KP/KL/A90/(<80  $\mu\text{m}$ ), 3520 – Z/KP/KL/A60/(90-80  $\mu\text{m}$ ), 3524 – Z/LP/KL/(160-90  $\mu\text{m}$ ) und 3525 – Z/LP/KL/(90-80  $\mu\text{m}$ ). Die Fehlerellipsen entsprechen einem  $2\sigma$ -Vertrauensintervall. Korrektur für gewöhnliches Blei nach STACEY & KRAMERS (1975). Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.5)

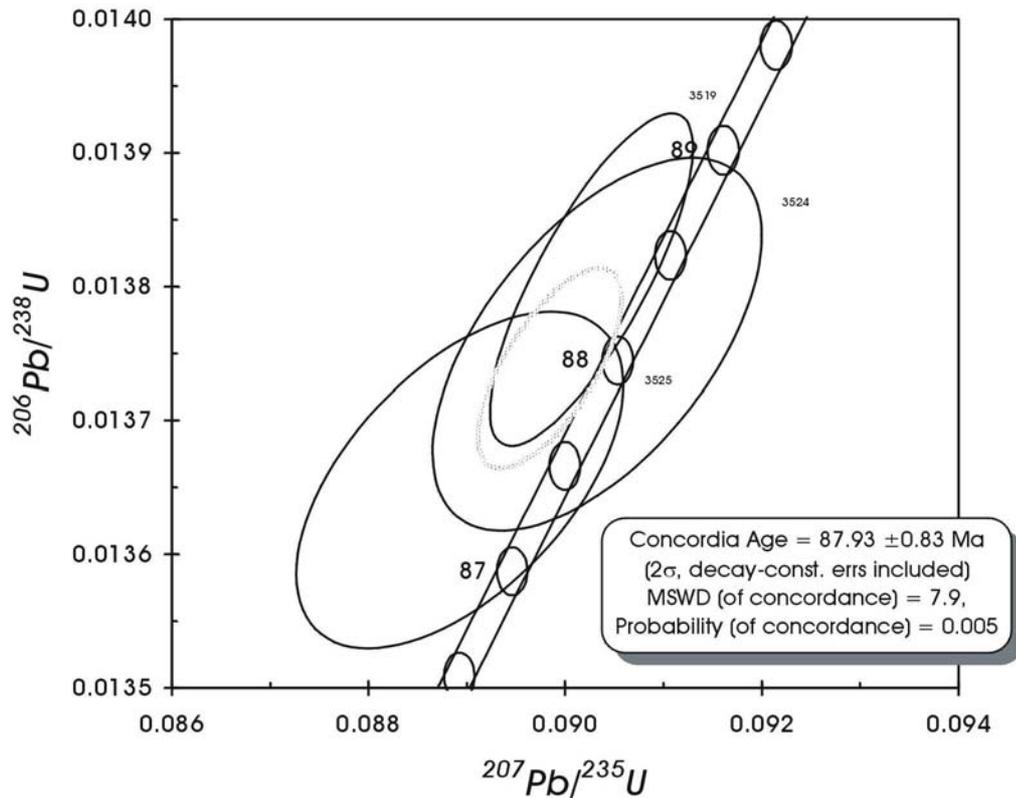
Berechnet man aus der in Abbildung 3.4.1 dargestellten Datenstreuung konkordante Alter (“*concordia ages*”) nach dem Berechnungsalgorithmus von ISOPLOT`99 (LUDWIG, 1999),

lassen sich zwei Concordia-Alter ermitteln. Unter Einbeziehung der Daten der beiden sehr dicht nebeneinanderliegenden Analysen 3514 und 3520 erhält man ein erstes Concordia-Alter von  $89,8 \pm 0,5$  Ma (Abb. 3.4.2). Dieses Concordia-Alter ist innerhalb der Fehlergrenzen identisch mit dem in Abbildung 3.4.1 berechneten Mittelwert des  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alters.



**Abbildung 3.4.2:** U-Pb-Concordiadiagramm mit Analysendaten 3514 und 3520 (S301)

Berechnet man hingegen aus den Analysen 3519, 3524 und 3525 (Analyse 3515 wurde aufgrund des etwas höheren Fehlers und eines größeren Trends zur Überkonkordanz nicht mit in die Berechnung einbezogen) ein zweites Concordia-Alter, ergibt sich ein etwas jüngerer Alterswert von  $87,9 \pm 0,8$  Ma (Abb. 3.4.3). Auch dieser Alterswert ist innerhalb der Fehlergrenzen identisch mit dem in Abbildung 3.4.1 berechneten Mittelwert des  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alters.



**Abbildung 3.4.3:** U-Pb-Concordiadiagramm mit Analysendaten 3519, 3524 und 3525 (S301)

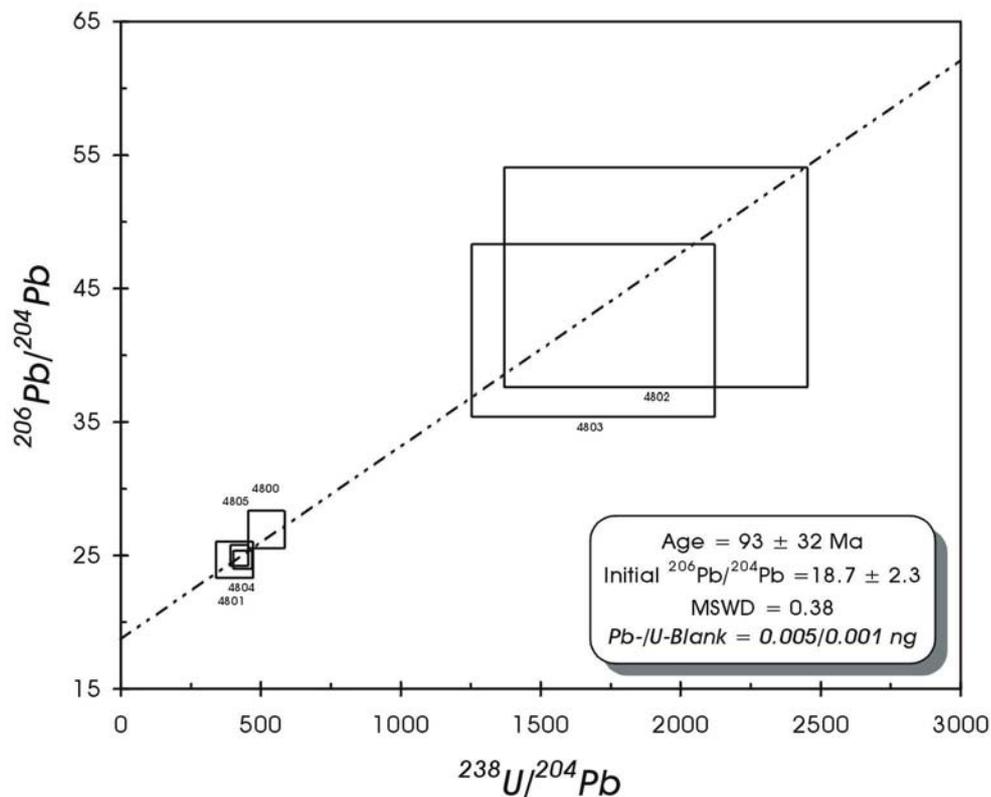
Da also beide errechneten Concordia-Alter innerhalb des statistischen Fehlers nicht identisch sind, ergibt sich eine Altersspanne von  $87,9 \pm 0,8$  bis  $89,8 \pm 0,5$  Ma, welche jedoch im wesentlichen identisch mit dem berechneten Mittelwert des  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alters von  $89 \pm 1$  Ma aus Abbildung 3.4.1 ist.

Bei genauer Betrachtung der Datenpunkte in Abbildung 3.4.1 sowie der Analysendaten in Tabelle A2.3.5 fällt ins Auge, daß die Daten, wahrscheinlich aus analytentechnischen Gründen, leicht überkonkordant sind. Dies hat bei dem sehr steilen Anstieg der Concordia-Kurve in diesem Bereich (bei relativ jungen Altern) insbesondere Auswirkungen auf die  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ -Alterswerte. Somit erklären sich die Abweichungen der Mittelwerte der scheinbaren Alter aller sieben Analysen (Abb. 3.4.1). Wie zu erkennen ist, sind diese Werte zwar statistisch nicht so präzise ( $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ), stimmen jedoch innerhalb der Fehlergrenzen überein. Der Mittelwert des scheinbaren  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alters aller sieben Messungen von  $89 \pm 1$  Ma kann folglich als beste Näherung des U-Pb-Alters von S301 angenommen werden, wobei der Wert für den  $2\sigma$ -Fehler aufgrund der genannten Unsicherheiten besser mit dem doppelten Zahlenwert ( $\pm 2$  Ma) anzugeben ist.

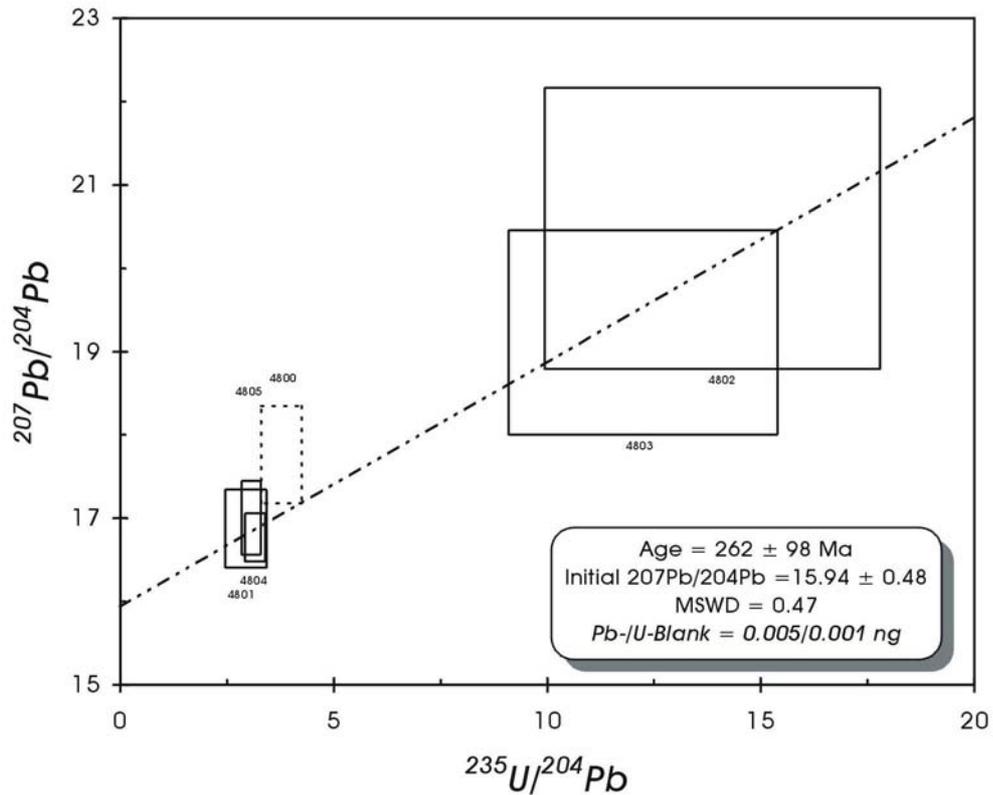
### 3.4.1.2. Biotit-Hornblende-Granit – S205

Es wurden insgesamt sechs Zirkonanalysen zu je zwei abradierten Kristallen des Biotit-Hornblende-Granits zur Einzelzirkon-Analytik nach WENDT & TODT (1991) vorbereitet und massenspektrometrisch analysiert (vgl. Abschnitte A3.4.3 und A3.4.4). Allerdings kam es bei der Auswertung der Analysen wahrscheinlich wegen extrem geringer Pb-Konzentrationen und den für diese Methode üblichen geringen Probemengen zu erheblichen Blindwertproblemen. Daraus folgt, daß die Blindwertkorrektur bzw. die Korrektur für gewöhnliches Blei einen sehr starken Einfluß auf die Ergebnisse hat, was sich in den Daten deutlich widerspiegelt.

Um eine bessere Korrektur für gewöhnliches Blei vornehmen zu können, gewöhnliches Blei setzt sich aus initialem Blei und Blindwertblei zusammen, wurden zunächst U-Pb-Isochronen aus den sechs Analysenpunkten für beide U-Zerfallssysteme berechnet (Abbildungen 3.4.4 und 3.4.5).

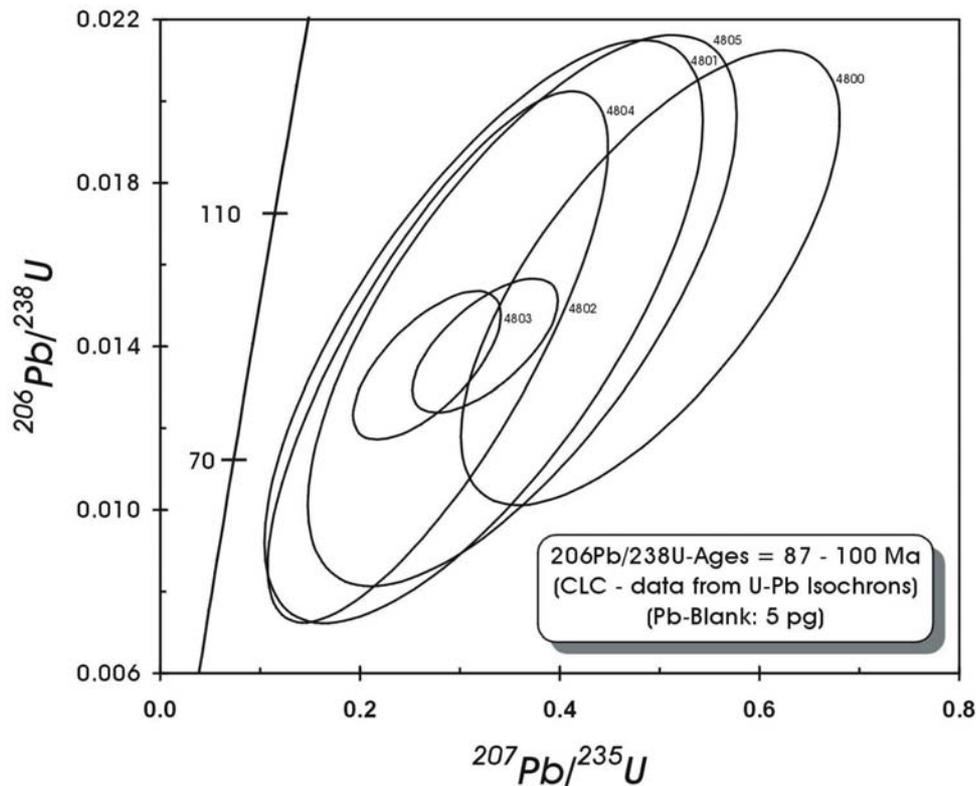


**Abbildung 3.4.4:** U-Pb-Isochronendiagramm ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) mit den Analysendaten von Zirkon aus der Probe S205 (6-Punkt-Isochrone. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.5)



**Abbildung 3.4.5:** U-Pb-Isochronendiagramm ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) mit den Analysendaten von Zirkon aus der Probe S205 (5-Punkt-Isochrone. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.5)

Die beiden Initialwerte aus den Isochronendiagrammen wurden dann zur Korrektur für gewöhnliches Blei der Analysendaten benutzt. Abbildung 3.4.6 zeigt, daß es trotz dieser Vorgehensweise immer noch zu Problemen bei der Korrektur für gewöhnliches Blei gekommen zu sein scheint.



**Abbildung 3.4.6:** U-Pb-Concordiadiagramm mit den Analysendaten der Zirkone aus der Probe S205 (Die Analysennummern bedeuten: 4800, 4801 und 4802 – ZD/KP/KL/A45/(100-62  $\mu\text{m}$ ) sowie 4803, 4804 und 4805 – ZD/KP/KL/A45/(<62  $\mu\text{m}$ ). Die Fehlerellipsen entsprechen einem  $2\sigma$ -Vertrauensintervall. Korrektur für gewöhnliches Blei nach STACEY & KRAMERS (1975). Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.5)

Wie zu erkennen ist, handelt es sich, durch die Probleme bei der Korrektur für gewöhnliches Blei bedingt, um diskordante Daten. Somit liefert die Streubreite des  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alters von 87-100 Ma (als eines der drei scheinbaren Alter), da das  $^{206}\text{Pb}$ -Isotop noch am besten meßbar war, einen Eindruck des wahren U-Pb-Alters der Zirkone der Probe S205. Diese Altersspanne korreliert mit dem  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ -Isochronenalter von  $93\pm 32$  Ma.

### 3.4.2. Spaltspuren-Methode (Zirkon und Apatit)

Die Spaltspuren-Methode ist besonders für die finale Abkühlung bzw. Exhumierung metamorpher Gesteine von besonderer Bedeutung. Dies ergibt sich daraus, daß Spaltspuren (*“Fission Tracks”*), die durch den Spontanzerfall schwerer, radioaktiver Isotope (z.B.  $^{238}\text{U}$ ,  $^{244}\text{Pu}$ , etc.) in Kristallen als eine mögliche Form der Gitterstörung des Kristalls entstehen, meist nur unterhalb niedriger Temperaturen (*“Annealing Temperatures”*) stabil bleiben. Somit steht eine geochronologische Methode zur Verfügung, mit deren Hilfe man Abkühlalter mit für niedrige Quasi-Schließungstemperaturen (bzw. *“Annealing Temperatures”*) bestimmen kann. Die Werte für diese Temperaturen (*“Annealing Temperatures”*) der hier mit der Spaltspuren-Methode datierten Minerale Zirkon und Apatit wurden traditionell mit Werten von 250-310  $^{\circ}\text{C}$  für Zirkon und  $80\pm 20$   $^{\circ}\text{C}$  für Apatit (SHARMA et al, 1980) angegeben. Rezent

publizierte Werte basieren auf "annealing"-Experimenten und schlagen Temperaturbereiche von 210-320 °C bzw. 230-310 °C als ZPAZ ("Zircon Partial Annealing Zone") für Zirkon (YAMADA et al., 1995; TAGAMI & DUMITRU, 1996) und 60-120 °C für Apatit vor (z.B. GREEN et al., 1981; KETCHAM et al., 1999).

Da nur Minerale aus der Probe S301 mit der Spaltspuren-Methode untersucht wurden, sollen an dieser Stelle die Ergebnisse dieser Datierungsmethode an Zirkon und Apatit zusammenfassend dargestellt werden.

Es wurden jeweils 20 Kristalle Apatit und Zirkon aus dem Diorit S301 mit der Spaltspuren-Methode analysiert. Wie sich im Verlauf der Datierungen zeigte, hatten sowohl Zirkon als auch Apatit ausreichend U und Th eingebaut, so daß eine statistisch auswertbare Anzahl an Spaltspuren im Kristall vorhanden war. Es konnten Zentralalter (vgl. Abschnitt A3.4.8.) für Zirkon von  $82,7 \pm 11,6$  Ma und für Apatit von  $68,2 \pm 6,7$  Ma ( $2\sigma$ ) ermittelt werden. Ein Dispersionswert von  $<0,1$  % bei der Zirkonanalytik weist auf eine weitgehend homogene Zirkonquelle hin.

### 3.4.3. Diskussion der geochronologischen Ergebnisse

Aus einer Streuung von fünf konkordanten Alterswerten wurden zwei Concordia-Alter von  $87,9 \pm 0,8$  Ma und von  $89 \pm 0,5$  Ma für den Diorit S301 berechnet. Aufgrund einer leichten Überkonkordanz konnten zwei weitere Datenpunkte bei der Berechnung der Concordia-Alter nicht berücksichtigt werden. Das mittlere, scheinbare  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von  $89 \pm 1$  Ma wird deshalb als beste Näherung des Alterswertes aller sieben Messungen angesehen. Um der Zeitspanne, die durch die beiden Concordia-Alter definiert wird, besser Rechnung tragen zu können, wird allerdings eine auf das Doppelte des statistisch ermittelten  $2\sigma$ -Fehlers erhöhte Fehlerangabe des U-Pb-Alters der Zirkone der Probe S301 vorgeschlagen. Hiermit wird die Unsicherheit des Alterswertes, welche sich aus der leichten Überkonkordanz der Daten und ihrer Streuung auf der Concordia-Kurve ergibt, berücksichtigt. Der sich somit ergebende Alterswert von  $89 \pm 2$  Ma wird aufgrund der hohen Schließungstemperatur des U-Pb-Systems für pristinen Zirkon von  $>1000$  °C (MEZGER & KROGSTAD, 1997) und einer Intrusionstemperatur solcher dioritischen Gesteine von wahrscheinlich  $<1000$  °C als Kristallisationsalter von Zirkon bzw. von dem Diorit S301 interpretiert.

Aus den U-Pb-Daten des Biotit-Hornblende-Granits S205 ließ sich aufgrund von größeren Korrekturproblemen kein U-Pb-Alter im eigentlichen Sinne berechnen. Unter der Annahme, daß es sich in Wahrheit um konkordante Daten handelt, vermittelt die Streubreite der sechs  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von 87-100 Ma eine Vorstellung von dem U-Pb-Alter der Zirkone. Diese Vorstellung wird zudem noch durch ein  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ -Isochronenalter von  $93 \pm 32$  Ma dieser sechs Zirkonanalysen bestätigt. Analog zu S301 wird dieser Wert von  $93 \pm 32$  Ma als mögliches Datum der Kristallisation von Zirkon bzw. des Biotit-Hornblende-Granits interpretiert.

Zur Bestimmung des Kristallisationsalters des Biotit-Hornblende-Granits bedürfte es allerdings konventioneller Analysen mit Probeneinwaagen von >1 mg.

Weiterhin konnten Zirkon und Apatit des Diorits S301 erfolgreich mit der Spaltspuren-Methode datiert werden. Aufgrund einer Schließungstemperatur von  $280\pm 30$  °C (vgl. STÖCKERT et al., 1999), welche den thermischen Grenzbereich der Akkumulation von Spuren des spontanen Zerfalls radioaktiver Nuklide (Spaltspuren) innerhalb des Kristallgitters von Zirkon darstellt, wird das ermittelte Zentralalter für Zirkon von  $82,7\pm 11,6$  Ma als Abkühlalter bzw. als Alter der Abkühlung des Gesteins unter die oben genannte Schließungstemperatur interpretiert. Ähnlich verhält es sich mit dem Alterswert für Apatit, allerdings besitzt Apatit einen wesentlich niedrigeren Temperaturbereich als Schließungstemperatur. GREEN et al. (1981) geben als Schließungstemperatur einen Wert von  $90\pm 30$  °C an. Folglich spiegelt das Zentralalter für Apatit der Probe S301 eine Abkühlung des Gesteines auf Temperaturen von ca. 120 bis 60 °C wider und wird somit als Abkühlalter interpretiert.

Die verschiedenen Alter bzw. Daten und ihre geologische Interpretation sind in Tabelle 3.4.1 zusammenfassend für die beiden Inselbogen-Plutonite S301 und S205 dargestellt.

**Tabelle 3.4.1: Geochronologische Daten der Inselbogen-Plutonite**

Lokalität Gesteinstyp Probe	Las Parras/ Camagiüey	Presa Negroito/ Las Villas
	Biotit-Hornblende-Granit	Diorit
	S205	S301
"Kristallisationsalter" [Ma] (U-Pb-Alter für (hyp-)idiomorphen, magmatischen Zirkon – $T_c > 1000$ °C)	$93\pm 32$ (100-87)	$89\pm 2$
"Abkühlalter" [Ma] (Spaltspuren – Alter für (hyp-)idiomorphen, magmatischen Zirkon – $T_c = 280\pm 30$ °C)	x	$82,7\pm 11,6$
"Abkühlalter" [Ma] (Spaltspuren-Alter für idiomorphen magmatischen Apatit – $T_c = 90\pm 30$ °C)	x	$68,2\pm 6,7$

Zur Anwendbarkeit der hier an relativ jungen Inselbogen-Magmatiten zum Einsatz gekommenen analytischen Methoden ist festzuhalten, daß es besonders bei der U-Pb-Einzelkorn-Analytik aufgrund niedriger U- bzw. Th- und somit entsprechend niedriger  $Pb_{\text{radiogen}}$ -Konzentrationen in Zirkon zu erheblichen Schwierigkeiten gekommen ist. Die allgemein niedrigen U-, (Th-) und Pb-Konzentrationen in den Inselbogen-Magmatiten sinken noch weiter ab, wenn es sich um niedrig-fraktionierte Glieder (wie der Biotit-Hornblende-Granit S205) der magmatischen Suite handelt. Aus diesem Grund sollte U-Pb-Einzelkorn-Analytik, wenn überhaupt, nur an Zirkonen aus hoch-fraktionierten Gliedern vergleichbar alter Inselbogen-Gesteine angewandt werden. Allein konventionelle U-Pb-Analytik ist bei diesen geringen Pb-Konzentrationen nicht trivial. Hingegen ist die Anwendbarkeit der Spaltspuren-Methode sowohl auf Zirkon als auch auf Apatit aus dem Diorit S301 als gut zu bezeichnen. So sind U-Konzentrationen von ca. 376-211 ppm in Zirkon ausreichend, um eine statistisch gut auswertbare Spaltspurendichte selbst in relativ kurzer Zeit zu produzieren.

## 4. Amphibolitfazielle Gneise und post-deformative, spätmagmatische Granitoide der Mabujina Einheit

### 4.1. Herkunft der Proben

Eine Vielzahl an granitoiden Gesteinen aus der Mabujina Einheit wurde geochemisch, geochronologisch sowie isotopengeochemisch untersucht. Im einzelnen handelt es sich um folgende Proben: [1] Pegmatite (F005, F007, S157) – E202 “Carretera Manicaragua-Jibacoa”; [2] Pegmatite (F009, F010, S141), Granodiorit (F011) – E204 “Rio Jicaya”; [3] Granodiorite (F012, F013, F014) – E205 “Rio Jicaya”; [4] Granodiorit (F015) – E206 “Rio Jicaya”; und [5] Pegmatite (G2057, G2061) – E110 “Cantera Yayabo” und Pegmatit (S204) – E154 “nahe Cantera Yayabo”. Weiterhin wurde ein Biotitgranit (F019) – E204 “Rio Jicaya” bearbeitet. Wie sich aus den Namen der Aufschlußlokalitäten ableiten läßt, stammen die Proben im wesentlichen aus drei Aufschlußgebieten aus der Mabujina Einheit (Abb. 4.1.1).

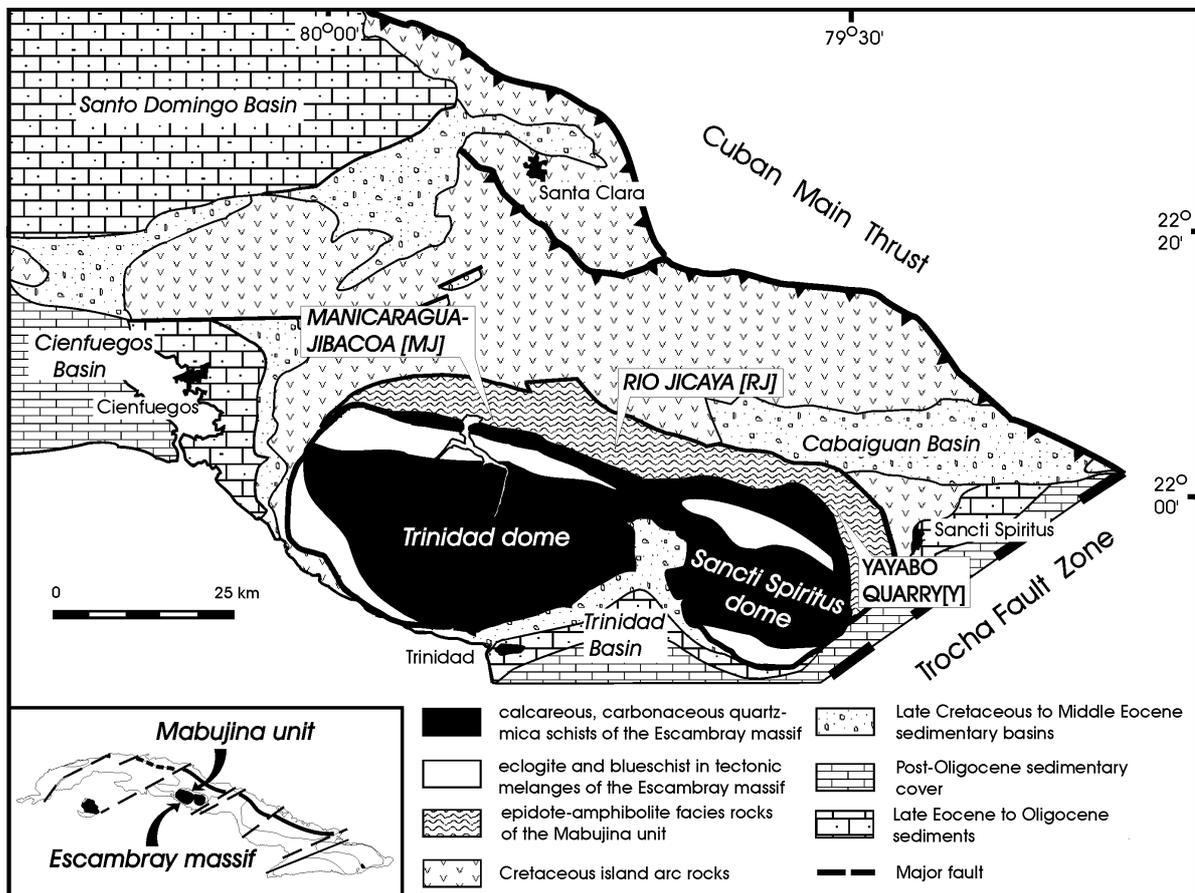
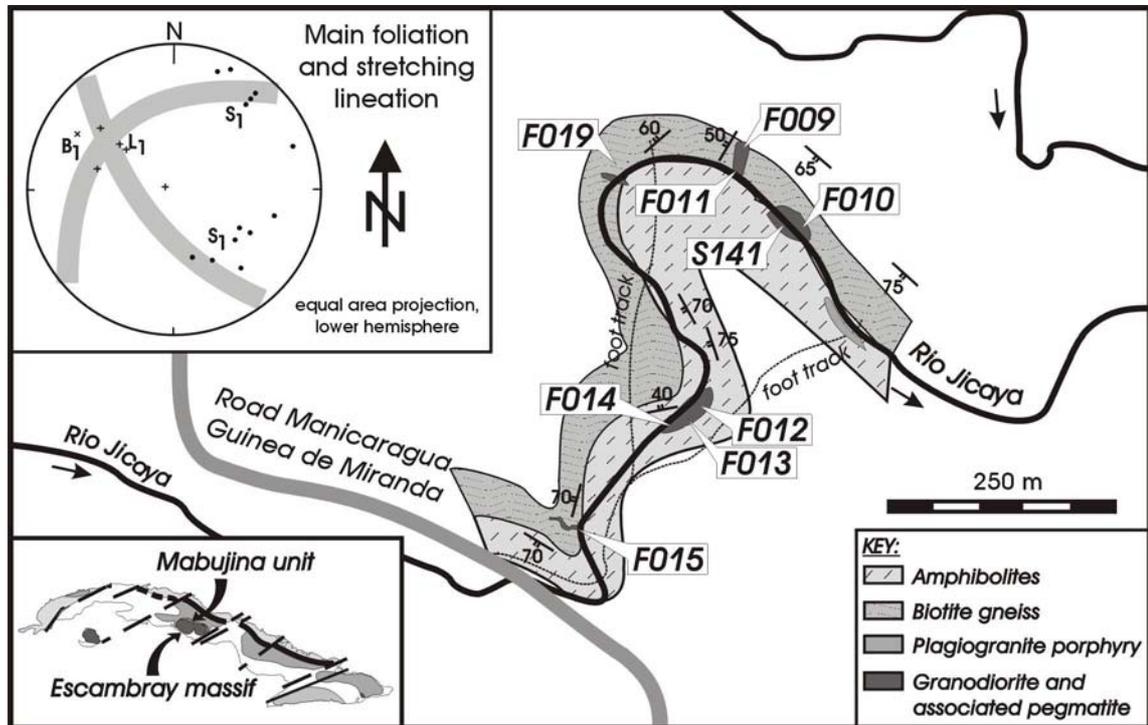


Abbildung 4.1.1: Skizze der geologischen Verhältnisse des südlichen Teils der Las Villas Region einschließlich der Probenlokalitäten (modifiziert nach STANEK, 2000)

Der größte Teil der verschiedenen Proben wird von spät-orogenen bis post-kollisionalen Inselbogen-Plutoniten gebildet, ausgenommen davon ist lediglich die Probe F019, bei der es

sich um einen Biotitgneis handelt. Dieser Biotitgneis stellt eines der Nebengesteine dieser kleindimensionalen, magmatischen Körper dar. Zusammen mit Amphiboliten formen sie den deformierten Intrusionsrahmen, wie am Beispiel der Lokalität “Rio Jicaya” beobachtet werden konnte (Abb. 4.1.2):



**Abbildung 4.1.2:** Aufschlußskizze vom Fluß “Jicaya” mit den Proben der Topo-Punkte E204, E205 und E206

Wie in Abbildung 4.1.2 zu erkennen ist, befinden sich die Intrusionen hauptsächlich in den Faltenscheiteln der verfalteten, epidot-amphibolitfaziellen Gesteine der Mabujina Einheit.

Die Pegmatite vom Straßenanschnitt der Lokalität “Carretera Manicaragua-Jibacoa” stellen hingegen lagergangartige Intrusionen innerhalb der Mabujina Einheit in der Nähe des tektonischen Kontaktes zu den metamorphen Einheiten des Escambray Massivs dar. Die zwei Pegmatitproben von der Lokalität “Cantera Yayabo” stammen von ein und derselben Pegmatit-Intrusion, die in einem Steinbruch aufgeschlossen ist. Allerdings sind hier die Aufschlußbedingungen in der Umgebung ungünstig, so daß sich nichts näheres über die Lagerungsbeziehungen zum Nebengestein aussagen läßt. Eine dritte Probe S204 stammt ganz aus der Nähe, allerdings liegt der Aufschluß innerhalb der Yayabo Einheit (vgl. Abschnitt 1.2.). Leider lassen hier ebenfalls schlechte Aufschlußbedingungen keine Einschätzung der Lagerungsverhältnisse und eventueller Beziehungen zu Pegmatit des Steinbruchs Yayabo zu (siehe auch Aufschlußkarte in der Deckeltasche).

## 4.2. Petrographie

Bei den **Pegmatitproben G2057, G2061, S141, S157, S204, F005, F007, F009, F010** handelt es sich makroskopisch um generell unfoliierte und undeformierte, grob- bis mittelkörnige, leukokrate, magmatische Gesteine. Allerdings ist im Dünnschliff zu erkennen, daß die großen (primären) Hellglimmerkristalle oft eine randliche Knickung (*“kinking”*) der Spaltflächen aufweisen (Abb. A1.14.A). Auch weisen die großen (primären) Plagioklaskristalle z.T. Spuren einer leichten deformativen Überprägung in Form geknickter Zwillingslamellen auf (Abb. A1.14.B). Außerdem lassen sich in manchen Proben gut ausgebildete, kleine Scherzonen aushalten. Auf diesen Scherzonen befindet sich eine neue (sekundäre) Generation aus feinkörnigen, orientierten Hellglimmerkristallen (Abb. A1.15.A) und feinkörnigem, rekristallisiertem Feldspat. Beide Minerale zeichnen die Foliation innerhalb der Scherzonen nach. Teilweise kommt es vor, daß auch mittelgroße (primäre) Hellglimmerkristalle auf diesen Scherbahnen deformiert werden (Abb. A1.15.B).

Sowohl die Knickung der großen Hellglimmerkristalle als auch das Auftreten von kleinen Scherzonen wurde als Ergebnis einer leichten, inhomogenen, nicht penetrativen Deformation interpretiert. Im Allgemeinen bestehen die Pegmatite aus Plagioklas, K-Feldspat, Quarz, Hellglimmer,  $\pm$  Biotit,  $\pm$  Granat, sekundärem Epidot (Klinozoisit) und Chlorit. Als Akzessorien treten Zirkon und Apatit auf. Laumontit wurde als sekundäre Bildung innerhalb zerfaserter Ränder von geknickten, großen Hellglimmerkristallen beobachtet. Biotit trat nicht in den Proben F009, G2057 und G2061 auf.

Die Proben F009 und S204 stellen nur im weiteren Sinne Pegmatite dar. Es handelt sich bei beiden Proben genau genommen um pegmatoide Gesteine. F009 ist ein pegmatoider, apophysenähnlicher Gang im Granodiorit F011, der aus Quarz, Feldspat und Hellglimmer besteht (vgl. Abb. 4.1.2). Bei der Probe S204 handelt es sich um einen pegmatoiden Quarz-Hellglimmer-Gang in der Nähe der Lokalität *“Cantera Yayabo”*.

Die **Granodiorite F011, F012, F013, F014 und F015** vom Tal des Rio Jicaya sind massive bis leicht foliierte, kleinvoluminöse, magmatische Körper, die sich, wie oben schon beschrieben, in den Faltenscheiteln des verfalteten Nebengesteins der Mabujina Einheit befinden (vgl. Abb. 4.1.2.). Bemerkenswert ist, daß im Aufschluß F011 ein Überscheren des Intrusivkontaktes vom Granodiorit zum metamorphen Nebengestein (Biotitgneis F019) beobachtet werden konnte. Diese Erscheinung korreliert mit der Bildung der oben beschriebenen Scherzonen in den Pegmatiten. Aufgrund der petrographischen Erkenntnisse und der Feldbeobachtungen im Tal des Rio Jicaya werden die Granodiorite als spät- bis post-orogen eingestuft. Vom Mineralbestand ähneln sie sehr den Pegmatiten vom Rio Jicaya, unterscheiden sich jedoch von ihnen durch ihre geringere Körngröße.

Die **Probe F019** repräsentiert als Biotitgneis einen der metamorphen Nebengesteinstypen der Mabujina Einheit. Es handelt sich dabei um ein fein- bis mittelkörniges, gut foliiertes Gestein, welches vorwiegend aus Quarz, Feldspat, Biotit und grünem Amphibol besteht. Unter-

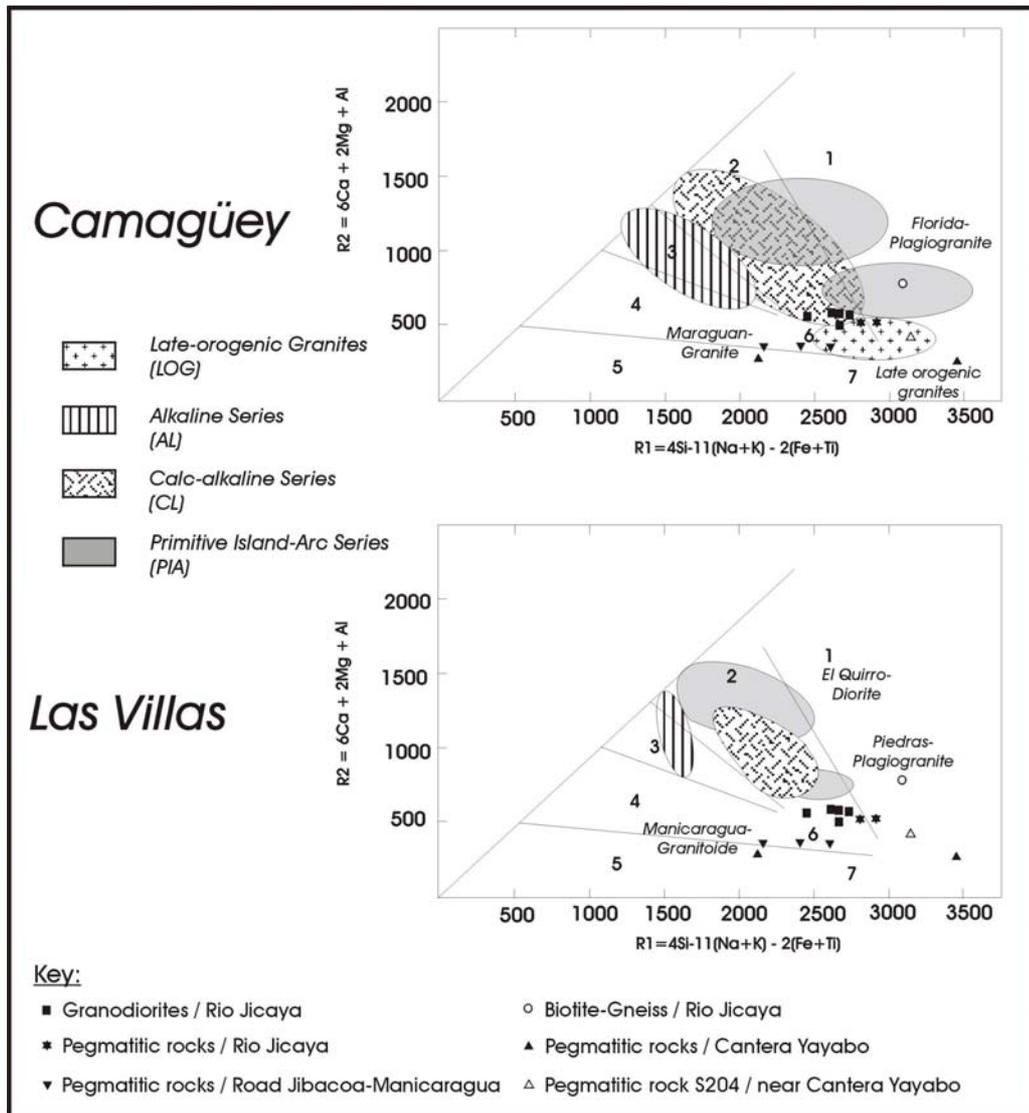
geordnet kann Granat, Chlorit, Hellglimmer und Epidot vorkommen. Apatit und Zirkon hingegen sind Akzessorien. Aufgrund der speziellen Kristallmorphologie von Zirkon läßt sich auf eine vulkanogene Herkunft des Edukts des Biotitgneises schließen (BIBIKOVA et al., 1988).

### **4.3. Geochemische Untersuchungen**

Generell gehen die in diesem Abschnitt für die Interpretation des Hauptelementchemismus herangezogenen RFA-Daten auf eine Diplomarbeit (GRAFE, 1998) zurück. In dieser Arbeit sind die granitoiden Gesteine innerhalb der Mabujina Einheit ein erstes Mal geochemisch bearbeitet worden, allerdings standen zu diesem Zeitpunkt weder ICP-MS-Daten (in diesen Abschnitt diskutiert) noch Sr-Nd-Daten (im Abschnitt 6.1. diskutiert) zur Verfügung. Die nun zur Verfügung stehende, breitere Datenbasis bietet eine bessere Diskussionsgrundlage für petrogenetische Fragestellungen. In diesem Zusammenhang ist auch die in GRAFE (1998) vorgestellte mineralchemische Datenbasis durch zusätzliche Mikrosondenanalysen komplettiert worden (im folgenden Abschnitt).

Die Pegmatite weisen generell hohe  $\text{SiO}_2$ -Gehalte auf (über 70 wt%, vgl. Tabellen A2.1.1 und A2.1.3 des Anhangs) und können auch aufgrund ihrer mineralogischen Zusammensetzung als granitisch bezeichnet werden. Auch die Granodiorite haben  $\text{SiO}_2$ -Gehalte von über 70 Masseprozent und besitzen somit eine für Granodiorite sehr  $\text{SiO}_2$ -reiche Zusammensetzung. Für beide Gesteinstypen gilt, daß die Alkalielemente Na und K stark angereichert sind. Dabei haben Proben aus dem Tal des Rio Jicaya ein niedriges, die Proben vom Straßenanschnitt Manicaragua-Jibacoa ein mittleres und die Proben aus dem Cantera Yayabo ein hohes K/Na-Verhältnis. Diese Beziehung spiegelt sich ebenfalls in den Rb/Sr-, Rb/Ba- und Rb/K-Verhältnissen wider. Generell kann festgestellt werden, daß die meisten LILE (*“large-ion-lithophile elements”*) angereichert sind. Hohe bis sehr hohe Ba-Gehalte wurden sowohl bei den Pegmatitproben F010 und S141 vom Rio Jicaya als auch bei dem pegmatoiden Quarz-Hellglimmer-Gang S204 nahe dem Cantera Yayabo festgestellt. Die granitoiden Gesteine sind im Vergleich zu den PRIMA- (*“primitive mantle”*) Werten von HOFMANN (1988) leicht an HFSE (*“high field strength elements”*) angereichert, mit Konzentrationen ähnlich denen von N-MORB- (*“normal-mid ocean ridge basalt”*) Gesteinen.

Analog zu Abschnitt 3.2. im vorangegangenen Kapitel sollen die untersuchten, insbesondere jedoch die granitoiden Gesteine der Mabujina Einheit ebenfalls mit den Inselbogen-Plutoniten aus STANEK (1996) verglichen werden. Aus diesem Grund sind die Hauptelementkonzentrationen als Multikationen-Verhältnisse im R1-R2-Multikationen-Diagramm nach BATCHELOR & BOWDEN (1985) in Abbildung 4.3.1 dargestellt.

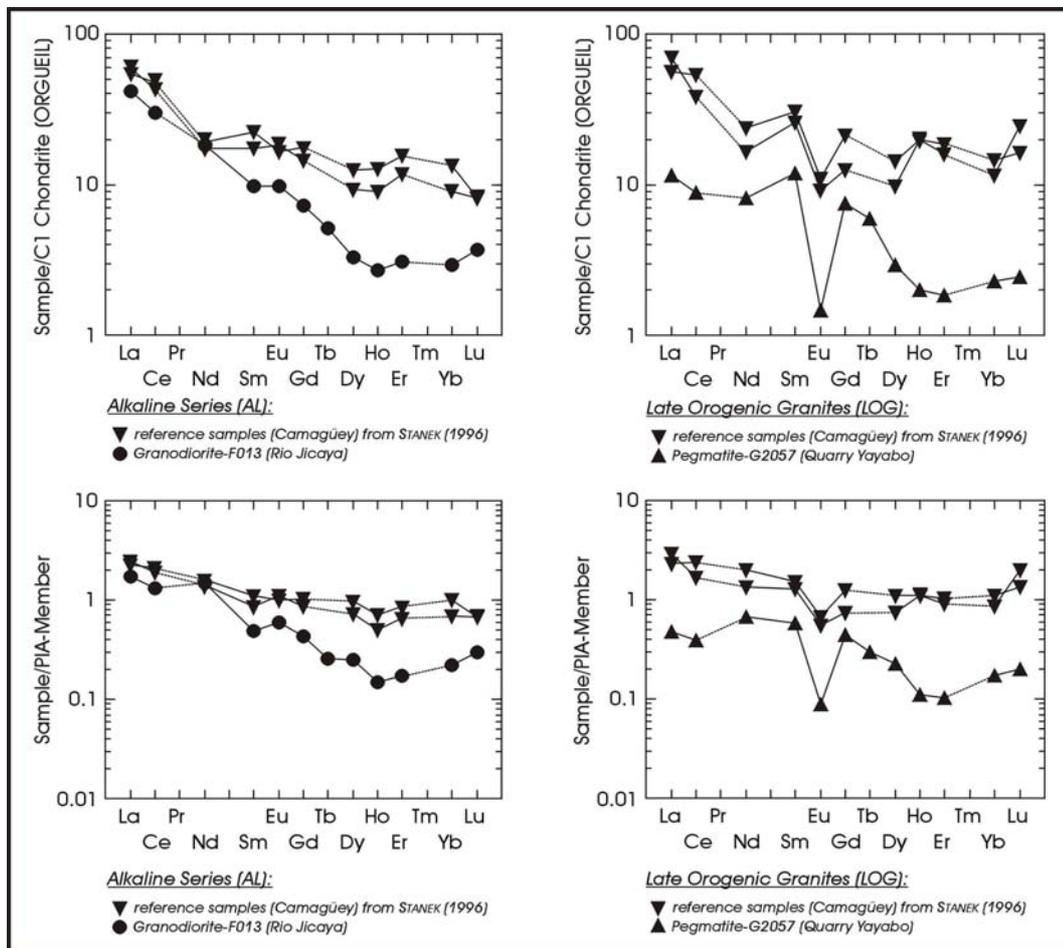


**Abbildung 4.3.1:** Multikationen-Diagramm der Mabujina-Gesteine (nach BATCHELOR & BOWDEN, 1985; mit Daten aus STANEK, 1996; Erklärung: 1 – mantle fractionates, 2 – pre-plate collision, 3 – post-collision uplift, 4 – late-orogenic, 5 – anorogenic, 6 – syn-collision, 7 – post-orogenic)

Der Vergleich der granitoiden Gesteine der Mabujina Einheit mit den Inselbogen-Plutoniten aus den Regionen Camagüey und Las Villas zeigt, daß die Granodiorite und Pegmatite vom Rio Jicaya ein “*syn-collisional*” bis “*late-orogenic*” tektonisches Stadium der Entwicklung des Inselbogen-Magmatismus repräsentieren. Sie korrelieren deutlich mit den Daten der LOGs der Camagüey Region. Die Pegmatite vom Cantera Yayabo folgen einem etwas anderen Trend. Sie liegen im Multikationen-Diagramm signifikant tiefer in den Feldern “*post-collisional*” bis “*anorogenic*”. Die Pegmatite von Manicaragua-Jibacoa hingegen nehmen offensichtlich eine vermittelnde Stellung ein und korrelieren nur zum Teil mit den LOGs der Camagüey Region. Unter der Annahme, daß die Hauptelement-Signatur durch die metamorphe Überprägung nicht signifikant beeinflusst wurde, kann eine Aussage über das mögliche Edukt des Biotitgneisses F019 getroffen werden. F019 korreliert in Abbildung 4.3.1 mit

den Florida- bzw. Piedras-Plagiograniten. Hieraus wird gefolgert, daß es sich möglicherweise bei dem Edukt des Biotitgneises um ein extrusives (vgl. Zitat BIBIKOVA et al., 1988 im Abschnitt 4.2.) Glied der PIA-Serie im Sinne von DONNELLY & ROGERS (1980) gehandelt hat. Eine Korrelation insbesondere zwischen den Pegmatiten und den LOGs des Inselbogens wird zusätzlich anhand von REE-Verteilungsmuster belegt.

Generell wurde festgestellt, daß die absoluten Häufigkeiten der REEs in den Pegmatiten gering bis sehr gering sind und z.T. unter den Nachweisgrenzen liegen (vgl. Tabelle A2.1.4). Der Granodiorit F013 hingegen ist ungefähr 3 mal höher an Leichten Seltenerdelementen (LREE – “light rare earth elements”) und ca. 1,5 mal höher an HREE angereichert als Pegmatit G2057. Die REE-Verteilungsmuster des Pegmatits G2057 und des Granodiorits F013 sind in Abbildung 4.3.2. dargestellt und mit repräsentativen Daten aus STANEK (1996) verglichen.



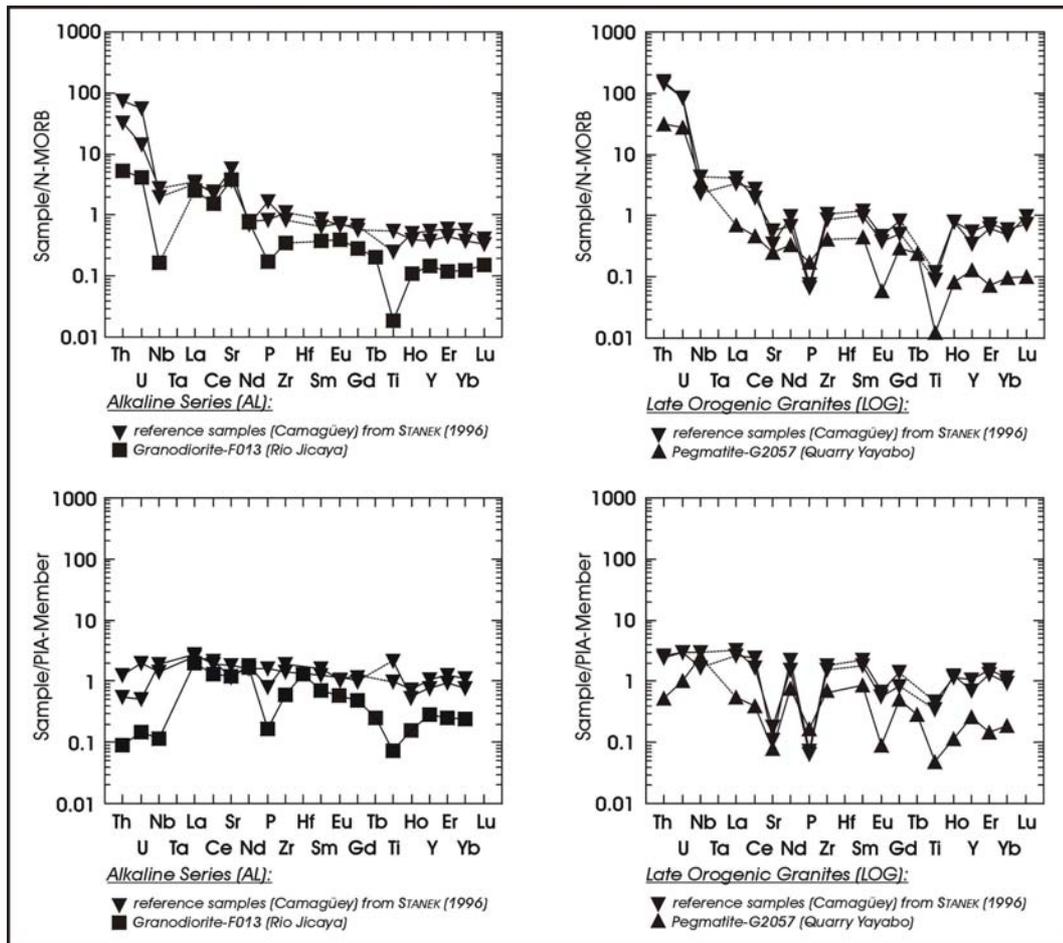
**Abbildung 4.3.2:** C1-chondritnormierte REE-Verteilungsmuster ausgewählte Mabujina-Granitoide (C1-Chondrit-Werte aus ANDERS & GREVÈSSE, 1989 mit Daten aus STANEK, 1996)

Wie in Abbildung 4.3.2 zu erkennen ist, weisen die REE-Verteilungsmuster beider Gesteine eine gewisse Irregularität auf. Die Kurven lassen sich in mehrere konkave Segmente gliedern. BAU (1996) beschrieb ähnliche Irregularitäten als Tetraden-Effekt. Dieser Effekt in Ver

bindung mit nicht chondritischen Zr/Hf- ( $\sim 18$ ) und Y/Ho- Verhältnissen ( $\sim 39$ ) ist Ausdruck eines Nicht-CHARAC-Verhaltens (*“charge- and radius-controlled”*) der Spurenelemente bei der Kristallisation von F013 und G2057. Eine Erklärungsmöglichkeit für ein solches Nicht-CHARAC-Verhalten insbesondere der REE und der HFSE in hochentwickelten, magmatischen Systemen ist, daß es in diesen chemisch zur Komplexbildung mit einer großen Vielzahl von Liganden wie z.B. nicht Brückenbindungen eingehendem Sauerstoff, F, B, P, etc. kommen kann (vgl. z.B. PONADER & BROWN, 1989; KEPPLER, 1993). Aufgrund dieser Tatsache ähneln diese hochentwickelten, magmatischen Systeme chemisch aquatischen Systemen bzw. stellen einen Übergang von *“normalen”* silikatischen Schmelzen zu hydrothermalen Fluiden dar. Dies steht im Einklang mit den allgemeinen Vorstellungen von volatilreichen, pegmatitischen Restschmelzen.

Abgesehen von der Irregularität unterscheiden sich die REE-Verteilungsmuster beider Proben in Abbildung 4.3.2. Sie sind beide an LREE angereichert, wobei der Granodiorit F013 mit  $[La/Yb]_N=14,1$  einen höheren Grad der REE-Fraktionierung als der Pegmatit G2057 ( $[La/Yb]_N=5,0$ ) aufweist. WILSON (1989) erklärt eine Anreicherung an LREE bzw. an anderen Spurenelementen in Inselbogen-Magmatiten durch die Zufuhr einer zusätzlichen spurenelementreichen Komponente aus der subduzierten ozeanischen Platte zu dem den Inselbogen unterlagernden Mantelkeil. Die relative Verarmung an HREE in beiden Proben könnte hingegen die Präsenz von reliktischem Granat und/oder Hornblende und/oder Zirkon in der Magmenquelle anzeigen. Unter der Annahme, daß die Gesteine der PIA-Serie die chemische Zusammensetzung der Magmenquelle repräsentieren (siehe die beiden unteren Diagramme in Abbildung 4.3.2.), könnte diese HREE-Verarmung hauptsächlich durch die Fraktionierung von Hornblende kontrolliert gewesen sein, da Hornblende in den PIA-Gesteinen vorkommt, in den Granodioriten und Pegmatiten jedoch generell fehlt. Interessant erscheint auch, daß das REE-Verteilungsmuster des Pegmatits G2057 im Gegensatz zu dem des Granodiorits F013 eine ausgeprägte negative Eu-Anomalie besitzt. Eine solche negative Eu-Anomalie kann bedeuten, daß Plagioklas einer felsischen Schmelze durch fraktionierte Kristallisation entzogen wurde oder daß Plagioklas beim partiellen Aufschmelzen eines Gesteins in der Magmenquelle zurückblieb.

Der Granodiorit F013 unterscheidet sich ebenfalls in der Signatur weiterer Spurenelemente, die in den *“spidergrams”* in der Abbildung 4.3.3. dargestellt ist, vom Pegmatit G2057.



**Abbildung 4.3.3:** N-MORB-normierte Spurenelementverteilungsmuster (“*spidergrams*”) der Mabujina Granitoide (N-MORB Werte nach HOFMANN, 1988)

Am deutlichsten unterscheiden sich beide Gesteine durch die markante negative Nb-Anomalie von F013, die dem Pegmatit fehlt. Eine solche negative Nb-Anomalie wurde schon bei dem Diorit S301 in Kapitel 3 beobachtet und wird hier analog dazu als Subduktionssignatur interpretiert. Unter der schon bei den REEs getroffenen Annahme, daß die Gesteine der PIA-Serie möglicherweise den Chemismus der Magmenquelle widerspiegeln, sind auch in Abbildung 4.3.3. die Elementhäufigkeiten auf den Mittelwert der von STANEK (1996) analysierten PIA-Gesteine normiert worden (untere Diagramme in Abbildung 4.3.2.). Dieser Annahme folgend, zeigt sich vor allem eine relative Verarmung von F013 an Th, U, P und Ti gegenüber den PIA-Gesteinen. Zumindest in Bezug auf Th und U kann diese relative Verarmung von F013 auch gegenüber den Gesteinen der CA- und AL-Serie festgestellt werden. Dies korreliert bis zu einem gewissen Grad mit dem Fehlen von Zirkon in Schwerepräparaten entsprechender Granodioritproben.

Der Vergleich mit den REE-Verteilungsmustern der LOGs aus STANEK (1996) zeigt einen ähnlichen Trend, jedoch etwas niedrigere absolute Häufigkeiten bei den REE-Daten des Pegmatits G2057. Diese Beobachtung bestätigt, was aufgrund der Hauptelementverteilung oben

im Text schon vorgeschlagen wurde: „Die Pegmatite aus der Mabujina Einheit ähneln in ihrer chemischen Zusammensetzung den LOGs des Inselbogens.“ Der Granodiorit F013 läßt sich anhand seines deutlich verschiedenen REE-Verteilungsmusters jedoch eher mit den Gesteinen der AL-Serie der magmatischen Suite des Inselbogens vergleichen. Allerdings spricht der hohe Grad der REE-Fraktionierung dafür, daß es sich um ein höher differenziertes Mitglied dieser Serie handelt.

#### **4.4. Mineralchemie**

Aufgrund sehr hoher, mit der RFA-Methode analysierten Ba-Konzentrationen von 4264 bis 10930 ppm in den Pegmatitproben S141 und F010 des Pegmatitkörpers vom Rio Jicaya (vgl. Tabelle A2.1.1.) wurde eine detaillierte Untersuchung der Mineralchemie durchgeführt, um die Ba-Gehalte der in den Gesteinen enthaltenen Minerale zu bestimmen. Repräsentative Mikrosondenanalysen sind in den Tabellen A2.2.1 bis A2.2.3 zusammengefaßt.

Die Plagioklas-Zusammensetzung variiert von An<sub>18</sub> bis hin zu fast reinem Albit, dabei beträgt der Orthoklas- oder Ba-Feldspat- (Celsian) Anteil weniger als 1 mol%. Die Pegmatite enthalten allgemein mehr albitreichen Feldspat, wobei ein Übergang zu den Granodioriten existiert. Der Plagioklas im Biotitgneis F019 erreicht hingegen einen Anorthit-Gehalt von An<sub>30</sub>.

Ba ist eindeutig lokalisiert im K-Feldspat der untersuchten, granitoiden Gesteine. So wurden mit Ausnahme der Pegmatitprobe vom Cantera Yayabo in allen untersuchten Gesteinen meßbare Beträge vom Celsian-Endglied in den K-Feldspäten gefunden (Tabelle A2.2.1). Sogar der K-Feldspat des Biotitgneises enthält 1,2 mol% Celsian-Komponente. In Pegmatit S141 können die K-Feldspäte aufgrund einer Celsian-Komponente von bis zu 16,5 mol% sogar als Hyalophan bezeichnet werden. Die Orthoklas-Komponente der K-Feldspäte variiert zwischen 89 und 97 mol%, ohne einem erkennbaren Trend zu folgen.

Hellglimmer als die andere kaliumreiche Mineralphase der Gesteine ist durch den Einbau von Ba in erheblichen Größenordnungen charakterisiert (Tabelle A2.2.2). So wurden Beträge von bis zu 19 mol% des theoretischen Ba-Endgliedes (Oellacherit) in den Hellglimmern des Granodiorits F012 analysiert.

Es wurden auch kleine, idiomorphe Granatkristalle in den drei Pegmatiten und einem Granodiorit analysiert (Tabelle A2.2.3). Die Granate sind hauptsächlich Almandin-Spessartin-Mischkristalle mit untergeordneten Kern-Rand-Variationen der chemischen Zusammensetzung. Manganreiche Zusammensetzungen von Granat sind nicht ungewöhnlich für granitoide Gesteine (z.B. WHITWORTH & FEELY, 1994).

Ba und auch andere LILE können aufgrund ihrer Mobilität einen wichtigen geochemischen Faktor in subduktionsbedingten, tektonischen Regimen repräsentieren. Baryt-Ablagerungen, die von MOR- (“*mid ocean ridge*”) Prozessen stammen, können z.B. innerhalb der Subduktionszone durch zirkulierende Fluide umverteilt werden (vgl. AQUILINA et al., 1997). Barium

reiche Glimmer wurden so z.B. schon von HARLOW (1995) aus metasomatischen Einschlüssen in Serpentin in der Motagua-Störungszone in Guatemala berichtet. Diese tektonische Serpentin-Melange wurde während der spät-kretazischen Kollision von karibischen Terranen mit dem nordamerikanischen Maya-Block gebildet (DONNELLY et al., 1990) und kann somit in Zusammenhang mit den regionalen geologischen Verhältnissen in Zentralkuba gebracht werden. Es wird argumentiert, daß solche metasedimentären Baryt-Einschlüsse in einer tektonisierten Serpentin-Melange durch eine Verringerung der Sauerstoffugazität und einer darauf folgenden Sulfatreduktion während der Subduktion instabil werden und freigesetztes  $Ba^{2+}$  zu einer Ba-Anreicherung in schon existierendem Feldspat und Glimmer führt.

Ein weiteres Zeichen für ausgeprägte Ba-Mobilität ist die ungleichmäßige Verteilung von Ba in K-Feldspat und Hellglimmer (vgl. Abb. A1.16 und Tabellen A2.2.1 bzw. A2.2.2). Ein Netzwerk von Ba-angereicherten Regionen in perthitischem K-Feldspat wird als Resultat bariumreicher Fluide interpretiert, die sich entlang von Kanälen durch permeable Zonen im Kristallgitter bewegten (Abb. A1.16A). Außerdem sind die Ränder von primär magmatischen Muskovitkristallen häufig stark an Ba angereichert (Abb. A1.16B). Wichtig in diesem Zusammenhang ist, daß die Kernpartien großer, magmatischer K-Feldspat- und Muskovitkristalle der Pegmatitprobe S141 schon signifikante Ba-Gehalte aufweisen.

Diese Beobachtungen lassen auf eine schon primäre Ba-Anreicherung des Magmas, aus dem diese Gesteine kristallisierten, schließen. Diese Ba-Anreicherung ist möglicherweise erbt worden und stammt wahrscheinlich aus der Umgebung der Magmenquelle. Später ist es offensichtlich noch zu einer sekundären Ba-Umverteilung im Gestein, verbunden mit einer erneuten, allerdings lokal begrenzten Ba-Anreicherung in bestimmten Mineralpartien, gekommen. Diese Schlußfolgerung korreliert mit den isotopengeochemischen Beobachtungen anhand der Rb-Sr-Systematik, die im folgenden Abschnitt beschrieben werden.

#### **4.5. Geochronologische Untersuchungen**

Wie schon im Abschnitt 4.3. erwähnt, wurden die granitoiden Gesteine der Mabujina Einheit schon im Rahmen der Diplomarbeit GRAFE (1998) bearbeitet. So gehen auch die Rb-Sr-Daten und die berechneten Isochronenalter der Proben G2057, G2061, S141, F009, F012 und F019 auf diese zurück. Neu hinzu kamen die Rb-Sr-Daten der Probe S204 und die  $^{40}Ar/^{39}Ar$ -Daten der Proben G2061 und F012.

In dem folgenden Abschnitt werden die Ergebnisse verschiedener geochronologischer Methoden an den granitoiden Gesteinen der Mabujina Einheit und in begrenztem Umfang auch des metamorphen Rahmens zusammenfassend dargestellt und diskutiert. Diese Methoden definieren sich jedoch im Vergleich zu der U-Pb-Methode (vgl. Abschnitt 3.4. im vorangegangenen Kapitel) grundsätzlich durch relativ niedrige Schließungstemperaturen. Die vor-

gestellten Alterswerte beschreiben somit alle die Abkühlung der Gesteine. Allerdings soll auch gezeigt werden, daß gerade die Rb-Sr-Systematik geeignet ist, sowohl die Kristallisation der Pegmatite als auch die epidot-amphibolitfazielle Metamorphose des Rahmengesteins zeitlich zu erfassen.

#### **4.5.1. Rb-Sr-Methode (Muskovit und Biotit)**

Wie im Abschnitt 4.2. berichtet wurde, treten in den Pegmatiten zwei unterschiedliche Paragenesen auf, die jeweils aus hauptsächlich muskovitischem Hellglimmer und Feldspat bestehen. Außerdem wurden geknickte Ränder an großen, primär magmatischen Hellglimmerkristallen beobachtet. Ausgehend von diesen Beobachtungen wurde bei der Probenpräparation Wert auf eine Trennung dieser beiden Paragenesen gelegt (vgl. Abschnitt A3.4.1.), um so einer Vermischung isotopischer Altersinformationen wirksam vorzubeugen. Aus diesem Grund ist es notwendig, darauf hinzuweisen, daß im weiteren Verlauf von feinkörnigen (FWM bzw. FFS) und grobkörnigen Mineralen (CWM bzw. CFS) die Rede sein wird (vgl. Abkürzungsverzeichnis).

Allgemein zeichnet sich Hellglimmer aus pegmatitischen Gesteinen durch hohe bis sehr hohe  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus (z.B. GLODNY et al, 1995; GLODNY, 1997). Dies bestätigt sich auch durch die primär magmatischen Kernbereiche der großen Hellglimmerkristalle aus den Pegmatiten der Mabujina Einheit. So wurden  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von bis zu maximal 12600 (G2057/CWM2) bestimmt (vgl. Tabelle A2.3.3.). Sowohl die feinkörnige Generation von Hellglimmerkristallen als auch die geknickten Ränder der großen Hellglimmerkristalle unterscheiden sich hingegen deutlich durch wesentlich geringere  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 5,42 (S141/FWM) bis 504 (G2061/FWM2). Aufgrund der unterschiedlichen Altersinformationen der beiden Hellglimmergenerationen in den Pegmatiten sind generell zwei, für den Pegmatit S141 jedoch drei Isochronen berechnet worden. Für S141 ist die Berechnung eines dritten Isochronenalters möglich, da in diesem Gestein mit Biotit eine weitere, kaliumreiche Mineralphase zur Altersbestimmung mittels der Rb-Sr-Methode herangezogen werden konnte. Somit sind die drei unterschiedlichen Isochronenberechnungen in den Abbildungen 4.5.1 bis 4.5.3 als ISOCHRON 1, 2 und 3 gekennzeichnet worden.

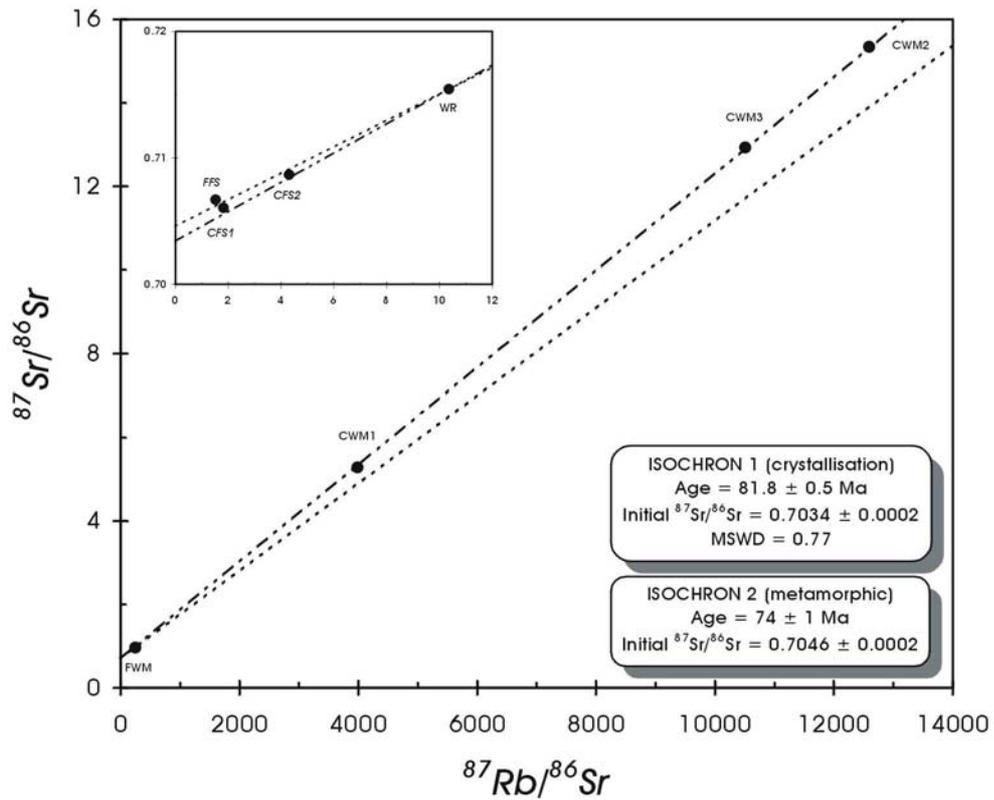


Abbildung 4.5.1: Rb-Sr-Mineral-Isochronen der Probe G2057 (Daten ohne Darstellung der  $2\sigma$ -Fehler bzw. des Fehlers, der sich aus der Reproduzierbarkeit ergibt. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.3)

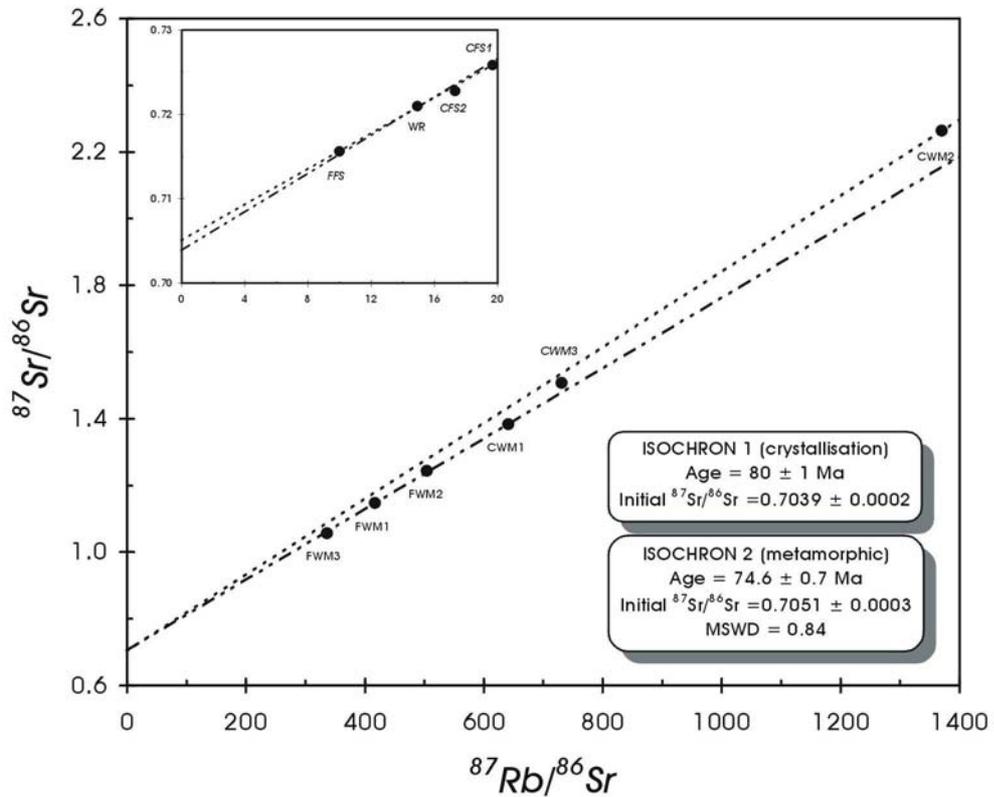
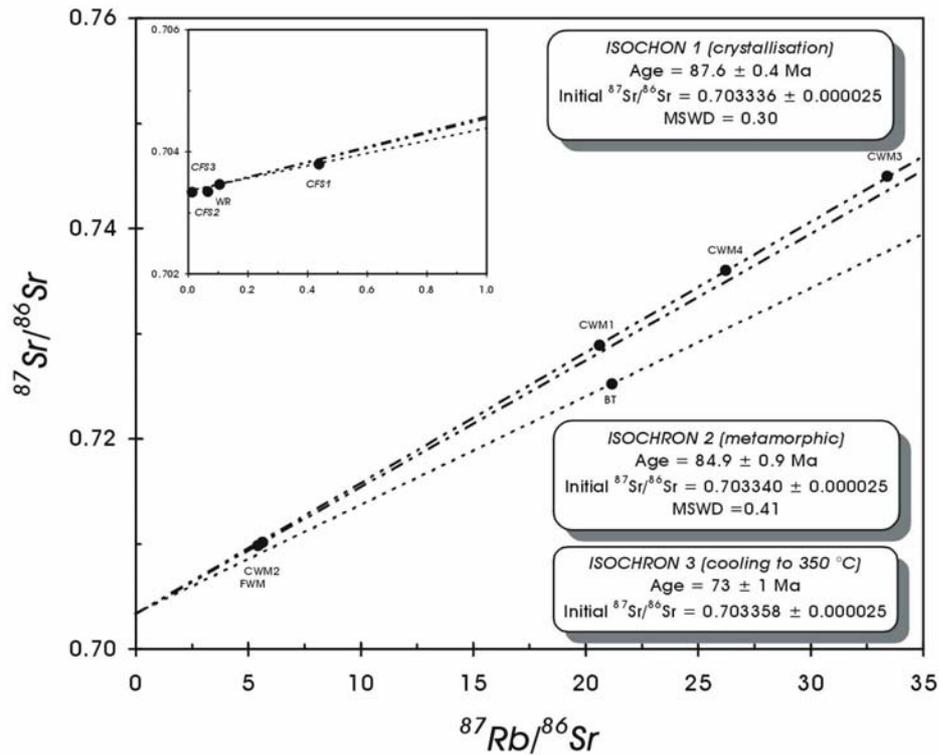


Abbildung 4.5.2: Rb-Sr-Mineral-Isochronen der Probe G2061 (Daten ohne Darstellung der  $2\sigma$ -Fehler bzw. des Fehlers, der sich aus der Reproduzierbarkeit ergibt. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.3)



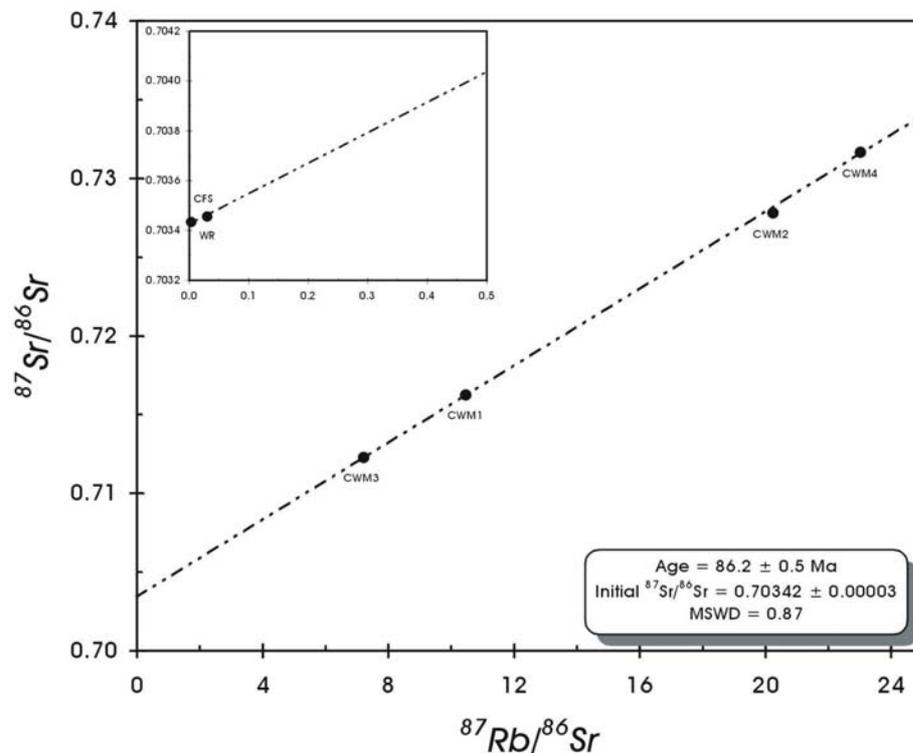
**Abbildung 4.5.3:** Rb-Sr-Mineral-Isochronen der Probe S141 (Daten ohne Darstellung der  $2\sigma$ -Fehler bzw. des Fehlers, der sich aus der Reproduzierbarkeit ergibt. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.3)

Die isotopische Polyphasigkeit (Rb-Sr-System) der großen Hellglimmerkristalle wird am besten am Beispiel des Pegmatits G2061 deutlich (vgl. Abb. 4.5.2). So wurde G2061/CWM3 nicht zur Berechnung der ISOCHRON 1 oder der ISOCHRON 2 verwendet, da die Isochronenberechnung aus den Isotopendaten der Analysen G2061/WR und G2061/CWM3 ein Alter zwischen den Alterswerten der beiden Isochronen ergeben hätte (vgl. Tabelle A2.2.3). Der Datenpunkt liegt zwischen beiden Isochronen. Dies wird als Resultat der Vermischung primärer (“*crystallisation*”) und sekundärer (“*metamorphic*”) isotopischer Komponenten ein und des selben Hellglimmerkristalls interpretiert. Somit ist es sehr wahrscheinlich, daß G2061/CWM3 zum Zeitpunkt der Analyse trotz der angewandten Präparationstechnik noch aus einem primären Kernbereich und einem deformierten, reequilbrierten Randbereich bestand. G2061/CWM2 ähnelte zwar rein äußerlich G2061/CWM3, hat jedoch die intakteste Rb-Sr-Systematik im Kernbereich gespeichert und wurde offensichtlich gut von dem deformierten Rand getrennt. Ganz im Gegensatz dazu steht G2061/CWM1, welcher sich durch eine vollständig reequilbrierte Rb-Sr-Systematik auszeichnet. Ein Zurücksetzen des Rb-Sr-Systems muß auch für grobkörnigen Hellglimmer der Probe S141 in Betracht gezogen werden, da S141/CWM2 ebenfalls auf der ISOCHRON 2 (“*metamorphic*”) liegt.

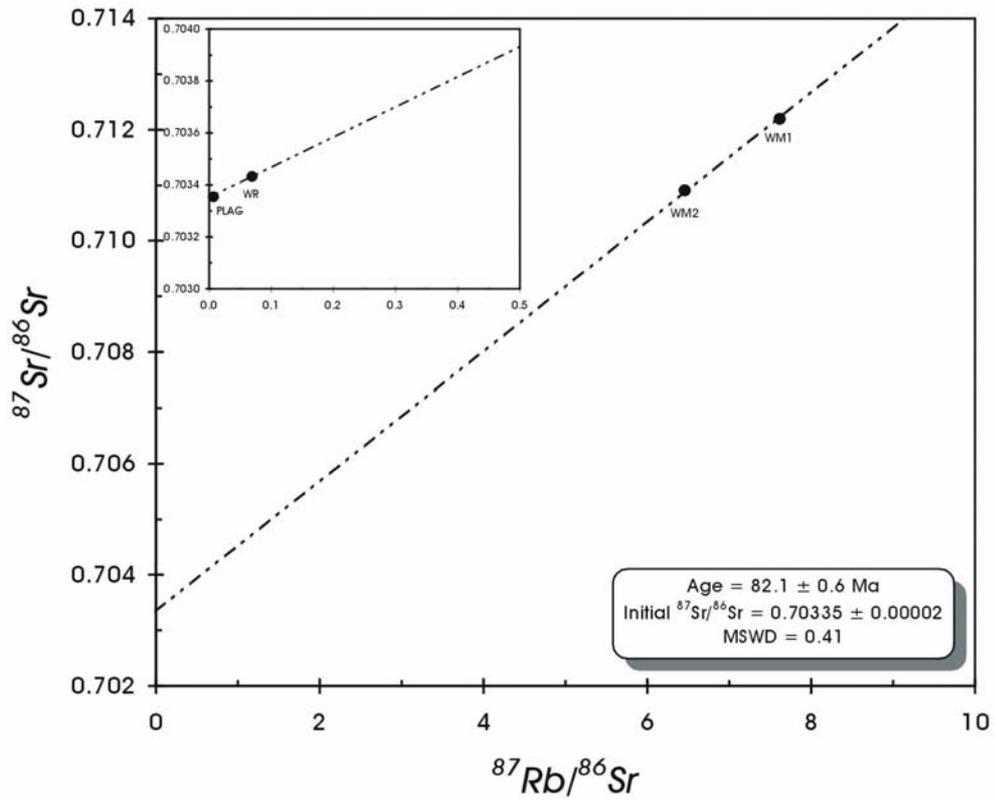
Relativ hohe  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von sowohl fein- als auch grobkörnigem Feldspat der Proben G2057 und G2061 wird als Anzeichen dafür gewertet, daß der analysierte Feldspat einer Mischung aus Plagioklas und K-Feldspat entsprach. Dies ergibt sich aus der auf die

Proben angewandten Präparationstechnik (vgl. Abschnitt A3.4.1.), welche keine komplette Trennung zwischen Plagioklas und K-Feldspat garantiert, sondern eher auf eine Separation der Korngröße nach ausgerichtet ist. Außerdem wurde lokal eine Kaolinisierung der grobkörnigen Feldspatkristalle beobachtet. Daraus kann die Konsequenz gezogen werden, daß die Rb-Sr-Systematik dieser Feldspäte aus allen drei Pegmatiten leicht gestört ist. Aus diesem Grund wurde bei den Isochronen-Berechnungen auf die Daten der Feldspatanalysen verzichtet und stattdessen die Altersberechnung unter Einbeziehung der Isotopendaten des Gesamtgesteins durchgeführt. Dies ist aufgrund der hohen  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse des Hellglimmers möglich, da dadurch die Datenpunkte mit niedrigen  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen nur einen vernachlässigbar geringen Einfluß auf die Altersberechnung ausüben. In diesem besonderen Fall hängt dann der Fehler der linearen Regression unmittelbar von der Meßgenauigkeit des  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses der Datenpunkte mit hohen  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen ab. Dieser Vorteil garantierte, trotz nicht einfacher Meßbarkeit der Sr-Isotopie aufgrund geringer Sr-Konzentrationen bei grobkörnigen, pegmatitischen Hellglimmern (vgl. Tabelle A2.3.3.), relative Fehler der Altersberechnung von um 1 % bis minimal unter 0,5 %. Dieser Bereich, in dem die relativen Altersfehler (Konfidenzintervall von 95 %) liegen, steht für eine hohe Präzision der Altersbestimmung an pegmatitischen Hellglimmern mittels der Rb-Sr-Methode.

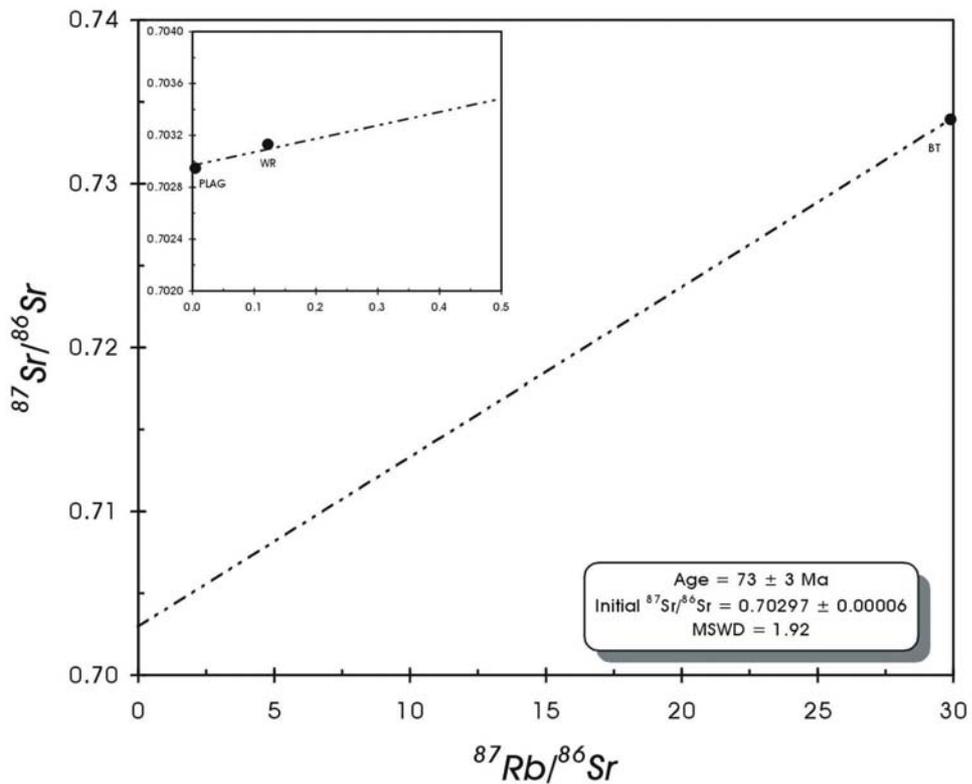
Im Gegensatz zu den drei Pegmatiten wurden bei F009, F012 und F019 alle Datenpunkte zur Altersberechnung herangezogen, wie die Abbildungen 4.5.4 bis 4.5.6. zeigen.



**Abbildung 4.5.4:** Rb-Sr-Muskovit-Mineral-Isochrone der Probe F009 (Daten ohne Darstellung der  $2\sigma$ -Fehler bzw. des Fehlers, der sich aus der Reproduzierbarkeit ergibt. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.3)



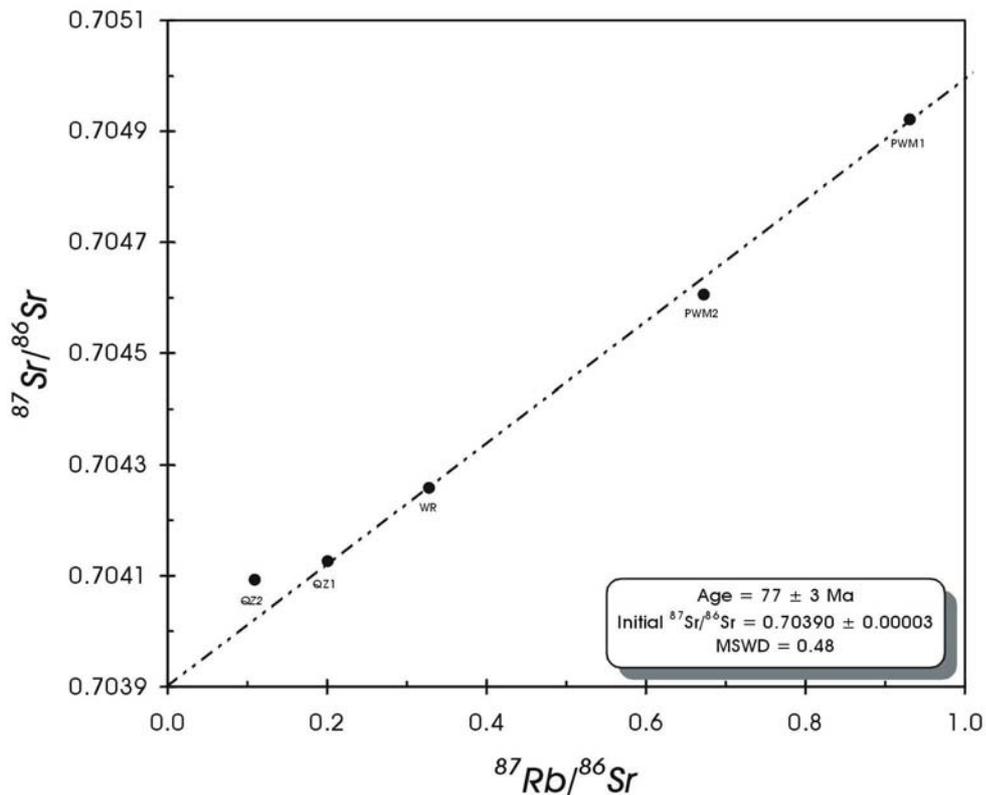
**Abbildung 4.5.5:** Rb-Sr-Muskovit-Mineral-Isochrone der Probe F012 (Daten ohne Darstellung der  $2\sigma$ -Fehler bzw. des Fehlers, der sich aus der Reproduzierbarkeit ergibt. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.3)



**Abbildung 4.5.6:** Rb-Sr-Biotit-Mineral-Isochrone der Probe F019 (Daten ohne Darstellung der  $2\sigma$ -Fehler bzw. des Fehlers, der sich aus der Reproduzierbarkeit ergibt. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.3)

Da diese Gesteine keine isotopisch unterschiedlichen Hellglimmergenerationen führen (Abschnitt 4.2.), ist pro Gestein jeweils auch nur eine Isochrone berechnet worden. Aus Proben F019 wurde kein Hellglimmer sondern Biotit analysiert. Bei der Herstellung des Biotitpräparates wurde, wie auch schon bei Probe S141, darauf geachtet, daß der Biotit nicht chloritisiert ist, da mit der Chloritisierung von Biotit eine Störung der Rb-Sr-Systematik einhergeht (vgl. z.B. GLODNY, 1997).

Analog zu G2057 und G2061 wurden auch grobkörnige Hellglimmer des pegmatoiden Quarz-Hellglimmer-Gangs S204 auf ihre Rb-Sr-Systematik hin analysiert. Da hier kein Feldspat zur Verfügung stand wurde Quarz zusätzlich zu Hellglimmer und Gesamtgestein untersucht. Quarz ( $\text{SiO}_2$ ) ist weitgehend K- und somit auch Rb-frei, doch kann Quarz Primäreinschlüsse K-reicher Fluide besitzen, die die Rb-Sr-Systematik zum Zeitpunkt der Kristallisation repräsentieren. Unter der Annahme, daß Quarz und Hellglimmer co-genetisch sind, d.h. daß sie im isotopischen Gleichgewicht stehen, läßt sich eine 4-Punkt-Isochrone mit einem Anstieg, der  $77 \pm 3$  Ma entspricht, berechnen (Abb.4.5.7).



**Abbildung 4.5.7:** Rb-Sr-Muskovit-Mineral-Isochrone der Probe S204 (Daten ohne Darstellung der  $2\sigma$ -Fehler bzw. des Fehlers, der sich aus der Reproduzierbarkeit ergibt. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.3)

Lediglich der Datenpunkt QZ2 wurde nicht bei der Berechnung berücksichtigt, liegt jedoch nicht sehr weit von der berechneten Isochrone entfernt. Die niedrigen  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der Hellglimmer um ca. 1 sind eher ungewöhnlich für grobkörnige, "pegmatitische" Hell-

glimmer und sind als wesentlicher Grund für den relativ großen  $2\sigma$ -Fehler ( $\pm 3$  Ma) anzusehen.

Wie aus Tabelle A2.3.3. ersichtlich ist, wurde auch eine Probe der lagergangartigen, pegmatitischen Gesteine vom Straßenanschnitt Manicaragua-Jibacoa datiert (S157). Da das berechnete Isochronen-Alter dieser Probe auf den Isotopendaten von undifferenziertem Hellglimmer und Feldspat sowie des Gesamtgesteins beruht, ist es höchstwahrscheinlich, daß es zu einer Vermischung primärer und sekundärer Altersinformationen gekommen ist. Ein relativ hoher  $2\sigma$ -Fehler von ca. 4 Ma schließt jedoch jede weitere Interpretation in diesem Zusammenhang von vornherein aus.

#### 4.5.2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode (Muskovit)

Zwei Muskovit-Einzelkristallpräparate wurden mit der Laser- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Ablations-Methode auf ihre K-Ar-Systematik hin untersucht. Hierbei konnte der Vorteil genutzt werden, daß nach einem Neutronenbeschuß in einem Kernreaktor der Betrag des  $^{39}\text{K}$  als  $^{39}\text{Ar}$  in einem Gas-Massenspektrometer zusammen mit dem restlichen Ar-Isotopenspektrum aufgenommen werden kann (vgl. Abschnitt A3.4.7.). Im Gegensatz zur klassischen, thermischen Anregung zur Ionisation wurde hier ein Kristall punktuell über einen kontinuierlichen Argon-Ionen-Laserbeschuß geschmolzen und somit das Argon zur Ionisierung angeregt (YORK et al., 1981).

Es wurden aus den beiden Proben jeweils fünf verschiedene Muskovitkristalle (G2061: 5-15 mm, F012: <1 mm) gemessen (Analysendaten in Tabelle A2.3.2). Allerdings handelte es sich bei den Proben aus G2061, analog zur Rb-Sr-Methode, um herauspräparierte Kernbereiche grobkörniger Hellglimmerkristalle (vgl. vorigen Abschnitt). Aus den jeweils fünf Einzelmessungen ergaben sich Altersspektren von 71,5 bis 73,2 Ma für den Pegmatit G2061 und von 73,2 bis 74,7 Ma für den Granodiorit F012. Aufgrund der Tatsache, daß es sich hierbei um "total release dates" von Einzelkristallen handelt, ist davon auszugehen, daß es sich in beiden Proben um ein recht einheitliches, nicht heterogenes K-Ar-Altersspektrum der einzelnen Muskovitkristalle handelt. Diese Beobachtung legt nahe, daß die Wahrscheinlichkeit eines Beitrages von Überschuß-Argon zu den Analysen relativ gering ist. Da bei einem "total release" von Argon nicht zwischen radiogenem und Überschuß-Argon unterschieden werden kann, ist jedoch ein solcher Beitrag nicht mit vollständiger Sicherheit auszuschließen. Aus den Einzelmessungen konnten Mittelwerte der K-Ar-Alter für G2061 von  $72,2 \pm 0,6$  Ma und für F012 von  $73,8 \pm 0,5$  Ma berechnet werden.

Für alle Analysen beider Proben kann gesagt werden, daß der Anteil an korrigiertem, radiogenem  $^{40}\text{Ar}$  mit durchschnittlich 94,6 % (G2061) bzw. 96,5 % (F012) sehr hoch ist und somit die Genauigkeit der einzelnen Alter zwischen 1-2 % liegt. Der Vergleich der Isotopiedaten aus Tabelle A2.3.2 mit Standardisotopie-Korrelations-Diagrammen zeigt, daß die Analysen von *in situ* radiogenem Argon dominiert werden. Modernes, atmosphärisches Argon stellt nur einen geringen Beitrag zu den Analysen dar.

### 4.5.3. Diskussion der Ergebnisse der geochronologischen Untersuchungen

Die Rb-Sr-Isochronenalter der primären, grobkörnigen Hellglimmerkristalle (ISOCHRON 1 in Abbildungen 4.5.1-4.5.3), insbesondere ihrer nicht reequilibrierten Kernbereiche, repräsentieren die Abkühlung des Gesteins auf Temperaturen von 450-500 °C ( $T_c=475 \pm 25$  °C; MEZGER, 1990) und sind somit Abkühlalter. Aufgrund der geologischen Besonderheiten dieser kleinvoluminösen, pegmatitischen Intrusionen werden sie als Minimalalter der Pegmatitkristallisation interpretiert. Die Analysen von grobkörnigem Hellglimmer, grobkörnigem Feldspat und dem zugehörigen Gesamtgestein der pegmatoiden Apophyse F009 im Granodiorit F011 ergaben ein Rb-Sr-Isochronenalter, welches mit dem der ISOCHRON 1 von Pegmatit S141 korreliert und deshalb ebenfalls als Zeitmarke für die Kristallisation betrachtet wird.

Die berechneten Alterswerte für WR-CWM3 in G2061 und FS-WR-WM in S157 (vgl. Tabelle A2.3.3) stellen mit  $77 \pm 1$  bzw.  $84 \pm 4$  Ma eine Gruppe mittlerer Alter dar und werden als Ergebnis der Vermischung zweier unterschiedlicher Altersinformationen isotopisch polyphaser Hellglimmerkristalle interpretiert. Diese Alterswerte besitzen keine geologische Bedeutung.

Die Rb-Sr-Alter für feinkörnigen und reequilibrierten, grobkörnigen Hellglimmer (ISOCHRON 2 in Abbildungen 4.5.1-4.5.3) werden als Maximalalter der Scherzonenbildung in den Pegmatiten interpretiert, da zumindest eine partielle Reequilibrierung zwischen Hellglimmer und Feldspat in diesen Proben beobachtet werden kann. Der Rb-Sr-Alterswert für Hellglimmer des Granodiorits F012 ist mit ca. 82 Ma signifikant jünger als das Alter der "Kristallisation" (S141 und F009) der Pegmatite vom Rio Jicaya. Er ist sogar jünger als das "metamorphe" Alter (ISOCHRON 2 in 4.5.3) des Pegmatits S141. Da das "metamorphe" Alter des Pegmatits S141, wie oben gesagt, nur ein Maximalalter der Reequilibrierung darstellt, spiegelt das Hellglimmeralter von F012 wahrscheinlich lediglich eine untere Altersgrenze für die "metamorphe" Überprägung der Gesteine wider (möglicherweise auch ihre Beendigung).

Die beiden Laser- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter für Muskovit aus F012 bzw. G2061 werden als Abkühlalter ( $T_c=350-400$  °C; MEZGER, 1990) beider Gesteine interpretiert. Dies steht im Einklang mit den oben diskutierten älteren Alterswerten und höheren Schließungstemperaturen des Rb-Sr-Systems primärer, nicht reequilibrierter Muskovit-Phänokristalle der Pegmatite. Auffällig ist jedoch, daß die  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter innerhalb des statistischen Fehlers mit den Rb-Sr-Altern von Biotit aus S141 und F019 übereinstimmen ( $T_c=ca. 350$  °C; MEZGER, 1990). Aus diesem Grund datieren die  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter für Muskovit gemeinsam mit den Rb-Sr-Alter für Biotit die Abkühlung auf Temperaturen von ca.  $350 \pm 50$  °C, wobei diese zeitlich zum einen der Kristallisation der Pegmatite um wahrscheinlich 600-700 °C und zum anderen der epidot-amphibolitfaziellen Metamorphose der Rahmengesteine bei 620-640 °C folgt. Hierbei läßt sich anhand der Zeitgleichheit der Abkühlung der verschiedenen Gesteine der Mabujina Ein-

heit (Pegmatite, Granodiorite und Biotitgneis) auf eine gemeinsame Temperaturentwicklung der gesamten Mabujina Einheit im Tal des Rio Jicaya mindestens ab ca. 73 Ma schließen.

Wie ein Vergleich der Abbildungen 4.5.1/4.5.2. mit der Abbildung 4.5.3. zeigt, kristallisierte der Pegmatit vom Cantera Yayabo offensichtlich 4-7 Ma später als vergleichbare Gesteine vom Rio Jicaya. Die partielle Reequilibrierung der Rb-Sr-Systematik fand im Pegmatit vom Cantera Yayabo ebenfalls zu einem späteren Zeitpunkt statt als in den Gesteinen vom Rio Jicaya. Hier beträgt die zeitliche Differenz 8-11 Ma. Der Zeitpunkt der Kristallisation des Pegmatits vom Cantera Yayabo um ca. 80-81 Ma wird zusätzlich durch das Rb-Sr-Kristallisationsalter von  $77 \pm 3$  Ma für grobkörnigen Hellglimmer des pegmatoiden Quarz-Hellglimmer-Gangs S204 aus der Nähe vom Cantera Yayabo gestützt. Alle Alterswerte dieses Kapitels mit ihren geologischen Interpretationen sind in Tabelle 4.5.1 zusammenfassend dargestellt.

**Tabelle 4.5.1: Geochronologische Daten der Mabujina-Gesteine**

Lokalität	Rio Jicaya				Yayabo Quarry			Road	
	Gesteinstyp	Pegmatit		Grano-	Biotit-	Pegmatit			M.-
		S141	F009	diorit	gneis	G2057	G2061	S204	Jibacoa
Probe			F012	F019				Pegmatit	
	S141	F009	F012	F019	G2057	G2061	S204	S157	
"Kristallisationsalter" [Ma] (Rb-Sr-Alter für primären, grobkörnigen Hellglimmer – $T_c=450-500$ °C)	87,6±0,4	86,2±0,5	x	x	81,8±0,4	80±1	77±3	x	
"Mischalter" [Ma] (Vermischung primärer und sekundärer Rb-Sr Altersinformationen)	x	x	x	x	x	77±1 (CWM3)	x	84±4	
"metamorphes Alter" [Ma] (Rb-Sr-Alter für feinkörnigen Hellglimmer aus den Scherzonen)	84,9±0,9	x	82,1±0,6	x	74±1	74,6±0,7	x	x	
Abkühlalter [Ma] ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter für fein- und grob-körnigen Hellglimmer – $T_c=350-400$ °C)	x	x	73,8±0,5	x	x	72,2±0,6	x	x	
Abkühlalter [Ma] (Rb-Sr-Alter für nicht chloritisierten Biotit – $T_c=350$ °C)	73±1	x	x	73±3	x	x	x	x	

## **5. Blauschiefer- und eklogitfazielle Gesteine der Gavilanes Einheit**

### **5.1. Herkunft der Proben**

Geochronologisch bzw. isotopengeochemisch wurden im wesentlichen zwei Proben bearbeitet. Dies sind die Eklogitprobe S145 und die Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit-Probe S232. Aus der Probe S232 wurden epidotisierte Bereiche unter der Probenbezeichnung S232/1 getrennt bearbeitet. Beide Proben stammen aus der hochdruckmetamorphen Gavilanes Einheit (vgl. Abschnitt 1.2.). Die Eklogitprobe S145 stammt unmittelbar aus der Nähe der Lokalität E028 "Buenos Aires/SSD". Die Probe S232 des Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzits stammt hingegen aus einem Aufschluß 300m westlich der Furt über den Rio Caracusey der mit E177 "Terraplen Pedrero-Gavilanes/SSD" bezeichnet ist. Für die Spaltspuren-Analytik (Abschnitt 5.6.3.) wurden zwei weitere Eklogitproben (S150 – E126 "Presa Higuanojo/SSD" und G2050 – E109 "Campo Forestal/SSD") aus der Gavilanes Einheit, sowie drei Quarz-Glimmerschieferproben (S054 – E065 "Pedrero/SSD", S074 – E077 "östlich der Presa Higuanojo/SSD" und F017 – E207 "NW-Profil/SSD") der Pitajones Einheit aufbereitet.

Außerdem wurden weitere Eklogitproben geochemisch bearbeitet (Abschnitt 5.4). Es handelt sich hierbei um die Proben: [1] F001, F002, S150 – E126 "Presa Higuanojo/SSD"; [2] F003 – E201 "La Sierrita/TDD"; [3] S153 – E127 "Loma de los Guapos/TDD"; [4] G2043 – E069 "Carretera Gavilanes/SSD"; [5] G2050 – E109 "Campo Forestal/SSD"; und [6] G2052 – E031 "Valle del Rio Caracusey/SSD" (siehe auch Aufschlußkarte in der Deckeltasche).

### **5.2. Petrographie**

Bei der **Eklogitprobe S145** handelt es sich um ein fein- bis mittelkörniges Gestein. Es besteht hauptsächlich aus Klinopyroxen (Omphacit), Granat, Amphibol, Hellglimmer (Phengit) und Chlorit, wobei Amphibol, Phengit und Chlorit makroskopisch erkennbar eingeregelt sind und so die Foliation des Gesteins nachzeichnen. Akzessorisch treten Epidot, Rutil, Titanit, Quarz, Calcit, Albit und Zirkon auf.

Amphibol kommt als Barroisit, reliktscher Glaukophan und Aktinolith vor. Der Aktinolith ist als schmaler Saum um Barroisit ausgebildet und wird an manchen Stellen zum Rande hin Na-reicher (GREVEL, 2000).

Granat variiert in der Zusammensetzung von  $\text{Alm}_{59}\text{Grs}_{25}\text{Prp}_9\text{Sps}_6\text{Adr}_1$  im Kern bis zu  $\text{Alm}_{56}\text{Grs}_{20}\text{Prp}_{22}\text{Sps}_1\text{Adr}_1$  am Rand der Kristalle (GREVEL, 2000). Die oft einschlußreichen Granatkristalle zeigen hauptsächlich Einschlüsse von Epidot, Zirkon und Rutil. Nach GREVEL (2000) kommen aber auch Barroisit, Klinopyroxen und Albit vor, letzterer in etwa senkrecht zur Foliation verlaufenden Rissen. Quarz tritt hiernach im Druckschatten von Granat auf. Interessanterweise scheint der in der Gesteinsmatrix befindliche Rutil nicht vollständig stabil geblieben zu sein, denn er wird generell von einem Titanitsaum umgeben. Möglicherweise ist das Auftreten von Calcit im Gestein in Zusammenhang mit dieser Beobachtung zu bringen.

GREVEL (2000) ermittelte p-T-Daten für die Eklogitprobe S145. So wurden metamorphe Bedingungen von 16,8-17,5 kbar bei 590-615 °C anhand von Granat-Hellglimmer-Omphacit nach CARSWELL et al. (1997) berechnet. Information auf dem retrograden Pfad der metamorphen Entwicklung lieferte die Paragenese Amphibol-Chlorit-Hellglimmer-Epidot-Albit-Quarz mit 6,5 kbar bei 320 °C.

Der *Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit S232* ähnelt durch eine starke Einregelung von Hellglimmern (Phengit) und blauem Amphibol (Glaukophan) einem metamorphen Schiefer. Jedoch wird die Matrix aus rekristallisiertem Quarz und Calcit gebildet. Weiter treten Klinopyroxen (Omphacit), Albit und Granat auf. Epidot, Rutil, Titanit, Zirkon und Apatit sind Akzessorien.

Bei dem blauen Amphibol handelt es sich um idiomorphen, nicht zonierten Ferro-Glaukophan (GREVEL, 2000). Außerdem hat hiernach Albit den nur noch reliktsch vorhandenen Omphacit fast vollständig verdrängt.

Granat tritt in den Erscheinungsformen einschlußreich und einschlußfrei auf, wobei der einschlußreiche Granat zu Grobkörnigkeit neigt (> ca. 300 µm) und der einschlußfreie eher idiomorph ist und Korngrößen < 300 µm besitzt. In ihrer chemischen Zusammensetzung unterscheiden sich beide kaum. GREVEL (2000) berichtet, daß die Kerne der großen Granatkristalle spessartinreich sind und eine Zusammensetzung von  $\text{Alm}_{56}\text{Grs}_{23}\text{Sps}_{18}\text{Prp}_3$  haben, wogegen sowohl deren Rand als auch die kleinen Granatkristalle manganärmer und eisenreicher ( $\text{Alm}_{64}\text{Grs}_{23}\text{Sps}_4\text{Prp}_6\text{Adr}_3$ ) sind. Unter den oben beschriebenen Einschlüssen lassen sich im Granat Apatit, Quarz, Calcit und Titanit aushalten. Auch hier wird der in der Matrix befindliche Rutil generell von einem Titanitsaum umgeben. Calcit tritt hier ebenfalls in der Matrix auf.

Thermobarometrische Berechnungen an Granat-Klinopyroxen-Phengit nach CARSWELL et al. (1997) bzw. an Granat-Klinopyroxen nach POWELL (1985) ergaben maximale metamorphe Bedingungen von 16 kbar bei 560 °C für die Probe S232 (GREVEL, 2000).

Innerhalb des Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzits S232 treten olivgrüne, boudin- bis schlierenartige Einschaltungen auf. Diese Einschaltungen wurden als *epidotisierte Bereiche S232/1* bezeichnet und im weiteren als separate Probe behandelt.

Die abweichende Lithologie der Probe S232/1 besteht hauptsächlich aus eingeregelter, etwas abgerundetem Epidot und Zoisit bzw. Klinozoisit. Hinzu kommt ein hoher Anteil an ebenfalls eingeregelter, leicht grünlichem Hellglimmer, der wie im Nebengestein S232 größtenteils phengitische Zusammensetzung haben dürfte. Ergänzt werden diese 3 Hauptkomponenten durch Titanit und Klinopyroxen (Omphacit).

In dieser eingeregelter Matrix treten relativ häufig größere (mehrere Millimeter), idiomorphe Kristalle blauen Amphibols (Glaukophan) auf. Diese idiomorphen Kristalle überwachsen richtungslos das durch die Minerale der Matrix geprägte Gefüge und sind deshalb wahrscheinlich später als Phengit, Zoisit und Epidot gebildet worden.

Vereinzelt bis partienweise gehäuft durchsetzen große ( $>300\ \mu\text{m}$ ), einschlußreiche Granatkristalle den Mineralverband. Es handelt sich dabei um solch grobkörnige Granate, wie sie schon aus dem Nebengestein beschrieben worden sind. Als Einschlußphase im Granat tritt hier jedoch hauptsächlich Epidot auf. Die Granatkristalle werden stellenweise von Phengit und Zoisit umflossen. Akzessorisch treten Zirkon und Apatit auf.

Ein makroskopischer Eindruck sowie die Verbandsverhältnisse beider Gesteinsproben S232 und S232/1 zueinander werden durch die Abbildung A1.17 vermittelt.

Die **Eklogitproben von der "Presa Higuanojo" F001 und S150** bestehen hauptsächlich aus Granat, Klinopyroxen (Omphacit), blauem Amphibol, Hellglimmer (Phengit) und Chlorit, jedoch mit einem extrem hohen Anteil an feinverteiltem, z.T. rekristallisiertem Quarz und Calcit. Zusätzlich tritt Epidot und Zoisit bzw. Klinozoisit auf. Titanit weist keine Rutilkerne auf. Zirkon sowie Opakminerale sind Akzessorien. Die **Eklogitprobe F002** stellt den alterierten Randbereich der Probe F001 dar und ähnelt daher vom Mineralbestand dem Eklogit F001. Allerdings sind die großen Granatkristalle stark rissig und serizitisiert, so daß sich die ehemals idiomorphe Kristallform nur noch erahnen läßt. Sowohl der Anteil an rekristallisiertem Quarz als auch an Hellglimmer (Phengit) ist höher als bei der frischen Eklogitprobe F001. Außerdem tritt sehr häufig Chlorit im Gestein auf. Das gesamte Gestein ist vermehrt von Opakmineralen (Hämatit) durchsetzt, so daß von einer mittleren bis starken Verwitterung (Hämatitisierung) des Gesteins ausgegangen werden kann.

Bei der in der Feldansprache als **Eklogit von "La Sierrita" F003** bezeichneten Probe handelt es sich um ein Gestein, das aus einer feinkörnigen Matrix aus vorwiegend Hellglimmer (Phengit) und Chlorit besteht. Weitere Bestandteile der Matrix sind rekristallisierter Quarz, Zoisit bzw. Klinozoisit, Calcit und akzessorisch Rutil sowie wenig Zirkon. Hellglimmer und Chlorit sind deutlich eingeregelt. Aus der Matrix heben sich große, größtenteils idiomorphe, einschlußreiche Granate hervor. Der Anteil an Klinopyroxen (Omphacit) tritt zurück.

Die **Probe von "Loma de los Guapos" S153** führt als Hauptgemengteile Klinopyroxen (Omphacit), blauen Amphibol, sowie auch relativ große Kristalle eines grünen Amphibols (möglicherweise Aktinolith) und Granat. Aufgrund des hohen Anteils an blauem Amphibol ähnelt das Gestein z.T. einem Glaukophanit und ist, da auch grüner Amphibol auftritt, wahrscheinlich ein retrograd überprägter Eklogit. Der Hellglimmer (Phengit) zeichnet zusammen mit Klinopyroxen (Omphacit) die Foliation nach. Als Nebengemengteile treten Zoisit bzw. Klinozoisit, Rutil, Titanit und akzessorisch Zirkon auf. In den Granatkristallen sind Epidoteinschlüsse häufig. Der Anteil an Quarz und Calcit tritt stark zurück.

Der *Eklogit von der "Carretera Gavilanes" G2043* weist einen hohen Quarzanteil auf und besteht außerdem aus relativ großen, einschlußreichen Granatkristallen und blauen Amphibolen. Klinopyroxen (Omphacit) und Hellglimmer treten zusammen mit Calcit etwas untergeordnet auf. Als Akzessorien sind Epidot, Rutil und sehr wenig Zirkon zu nennen. Insgesamt ist das Gestein granatreich und wirkt kompakt, da die Matrixminerale kaum eingeregelt sind.

In der *Eklogitprobe "Campo Forestal" G2050* werden große, einschlußreiche Granate und Enklaven von Klinopyroxen (Omphacit) vergesellschaftet mit wenig Hellglimmer (Phengit) von stark eingeregelt Bahnen von Hellglimmer (Phengit) und blauem Amphibol umflossen. In diesen Bahnen treten z.T. auch Zoisit bzw. Klinozoisit, rekristallisierter Quarz und akzessorisch Rutil sowie wenige Opakminerale (Hämatit) auf. Als Einschlüsse in Granat sind Rutil, Epidot und Zoisit bzw. Klinozoisit zu nennen. Zusätzlich zu dem großen, einschlußreichen Granat kommen auch kleinere, ausschließlich idiomorphe, einschlußfreie Granatkristalle vor, wie sie von der Probe S145 beschrieben wurden.

Der *Eklogit vom "Valle del Rio Caracusey" G2052* besteht aus einer mäßig eingeregelt Matrix vorwiegend aus Klinopyroxen (Omphacit), Hellglimmern (Phengit) und blauen Amphibolen mit einem signifikant hohen Anteil an Calcit und rekristallisiertem Quarz. Akzessorisch treten Rutil, Titanit, Epidot und wenig Zirkon auf. In dieser Matrix kommen ähnlich der Probe G2050 sowohl große, einschlußreiche als auch kleine, einschlußfreie, idiomorphe Granatkristalle vor.

Zur tieferen petrographischen Charakterisierung sowie petrologischen Einordnung der hochdruckfaziellen Gesteine und der sie umgebenden nicht hochdruckfazielle Bedingungen anzeigenden Quarz- bzw. Karbonat-Glimmerschiefer des Escambray Massivs wird auf die Arbeiten von GREVEL et al. (1996a, 1996b, 1998), GREVEL (2000) und die Diplomarbeit von TRÖB (1998) verwiesen.

### **5.3. Geochemische Untersuchungen**

#### **5.3.1. Darstellung und Diskussion der Daten**

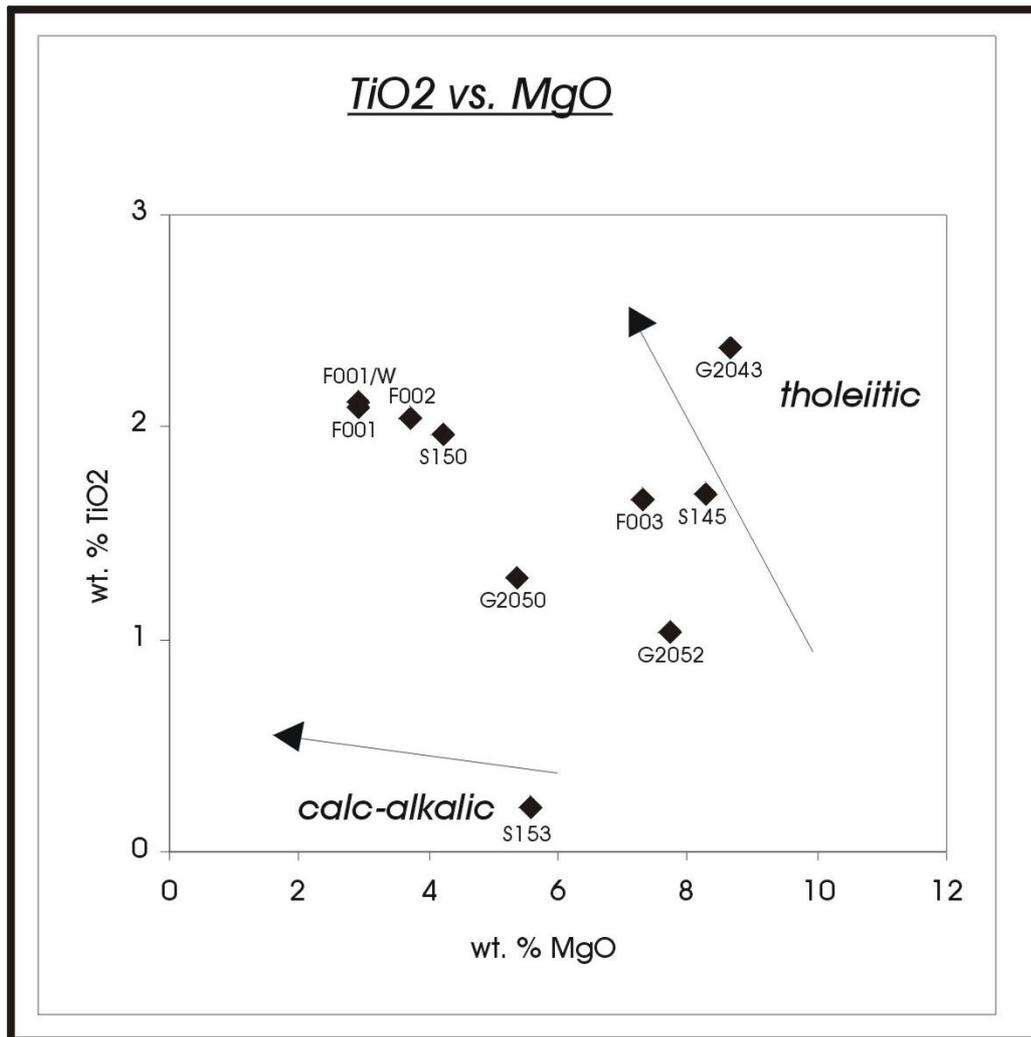
Von den im Rahmen dieser Arbeit geochemisch untersuchten hochdruckfaziellen Gesteinen (vgl. Tabellen A2.1.1 bis A2.1.4 des Anhangs) soll nur für die Eklogite eine Interpretation hauptsächlich anhand von Spurenelementdaten aus ICP-(AES)- bzw. ICP-MS-Analysen (Tabellen A2.1.3 und A2.1.4 des Anhangs) vorgenommen werden. Die Diskussion der geochemischen Daten dient in erster Linie der Charakterisierung des Primärchemismus der Edukte der eklogitfaziellen Gesteine, deshalb liegt der Schwerpunkt in der Auswertung der REE-Daten sowie der Daten anderer relativ immobiler Spurenelemente (z.B. HFSEs und Thorium). Somit wird als Modellansatz vorausgesetzt, daß es sich um ehemals magmatische Gesteine gehandelt hat und daß während der HP-Metamorphose die genannten Spurenelemente immobil gewesen sind. Auf die RFA-Daten in den Tabellen A2.1.1 und A2.1.2. wird bei der Interpretation nicht zurückgegriffen, da wesentlich höhere Nachweisgrenzen bei

der Röntgenfluoreszenzanalyse die Auswertung der Daten besonders der betreffenden Spurenelemente stark einschränken.

Alle neun Eklogitproben zeichnen sich durch einen niedrigen bis mittleren  $\text{SiO}_2$ -Gehalt von ca. 47,4 bis 53,6 wt% aus. Anhand des  $\text{SiO}_2$ -Gehalts kann, unter der Bedingung, daß sich der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt während der HP-Metamorphose nicht signifikant geändert hat, der petrochemische Charakter der Edukte als vorwiegend basisch bezeichnet werden.

Die Mg-Zahlen der Eklogitproben liegen zwischen 40 und 67, wobei die Werte der Proben F001, F002, S150, G2050 unter und die der Proben S145, F003, G2043, G2052 über 55 liegen. Der retrograde Eklogit S153 nimmt mit einer Mg-Zahl von ca. 72 eine gewisse Sonderstellung gegenüber den anderen Proben ein. Da es sich jedoch bei den Proben um hochmetamorphe, basische Gesteine handelt, sind die Mg-Zahlen nur mit Vorsicht zu betrachten. Mehrere Faktoren tragen zur deren Veränderung (z.B. hydrithermale Veränderungen bei der "Ozeanboden-Metamorphose" oder HP-metamorphe Überprägung) Weiterhin wird der Oxidationsgrad des Eisens zum Zeitpunkt der Metamorphose ein anderer gewesen sein als zum Zeitpunkt der Kristallisation des Magmas. Da die Mg- und  $\text{Fe}^{2+}$ -Konzentrationen in die Berechnung der Mg-Zahl eingehen, ist es wahrscheinlicher, daß die Mg-Zahl die geochemischen Verhältnisse während der HP-Metamorphose charakterisiert und nicht den Primärchemismus der Eklogitprotolithe.

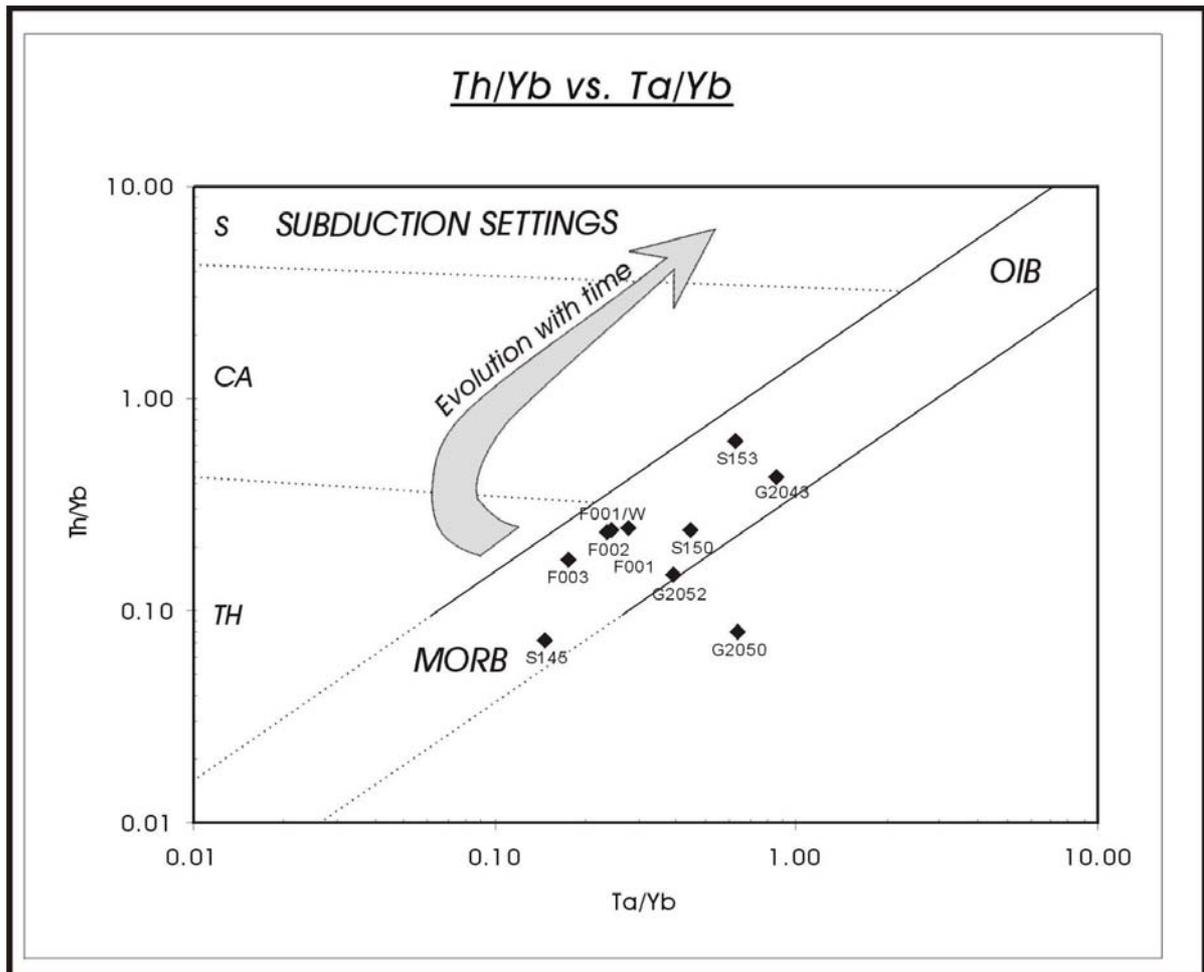
Der Vergleich zweier weiterer Hauptelemente (Titan und Magnesium) in einem binären Diagramm  $\text{MgO}$  vs.  $\text{TiO}_2$  (Abb. 5.3.1) zeigt prinzipiell einen eher tholeiitischen Trend der Eklogitproben an. Gestützt auf die Unterschiede in den Mg-Zahlen könnte man 2 Gruppen unterteilen, [1] tholeiitischer Typ (G2043, F003, S145, G2052) und [2] intermediärer Typ (F001, F002, S150, G2050). Der Datenpunkt des retrograden Eklogits S153 liegt abseits beider möglicher Gruppen, was sich aus dem deutlich unterschiedlichen Mineralbestand und möglicher Elementmobilitäten während der Diaphthorese erklären lassen könnte.



**Abbildung 5.3.1:** MgO vs. TiO<sub>2</sub> Darstellung der Eklogite (Fraktionierungstrends nach MÜNKER & COOPER, 1999)

Einschränkend muß jedoch auch hier angemerkt werden, daß die Aussagen nur unter Annahme einer relativen Immobilität von Ti und Mg während der HP-metamorphen Überprägung der Gesteine gelten.

Interessant ist ein Vergleich der Proben hinsichtlich der Elemente Tantal (HFSE), Ytterbium (REE) und Thorium. Dieser Vergleich in Abbildung 5.3.2. zeigt, daß nahezu alle Eklogitproben in der Th/Yb vs. Ta/Yb Darstellung in dem MORB-Feld ("mid ocean ridge basalt") liegen. Einige der Eklogite scheinen etwas stärker an Th und Ta angereichert zu sein. Sie liegen näher zum OIB-Feld ("ocean island basalt"), da im Vergleich zu Yb beide Elemente (Th und Ta) gleichstark inkompatibel im Mantelmaterial sind.



**Abbildung 5.3.2:** Ta/Yb vs. Th/Yb Darstellung der Eklogite (nach PEARCE, 1983, S – shoshonitischer Trend, CA – kalkalkalischer Trend, TH – tholeiitischer Trend)

Alle drei Spurenelemente gelten auch unter metamorphen Bedingungen als relativ immobil. Allerdings ist es verwunderlich, daß die Probe G2050 nicht mehr in das MORB-Feld fällt, sondern rechts unterhalb desselben liegt (siehe Abb.5.3.2). Dies könnte auf Probleme bei der Bestimmung des Ta-Gehaltes hinweisen.

Setzt man verschiedene andere HFS- bzw. RE-Elemente miteinander in Beziehung und überprüft so die Verhältnisse Zr/Hf, Nb/Ta und Y/Ho der Gesteine (Abb. 5.3.3), ist es jedoch auffällig, daß Zr/Hf und Y/Ho typisch chondritische Mantelwerte anzeigen, Nb/Ta hingegen deutlich unter dem chondritischen Wert (um 17) liegt.

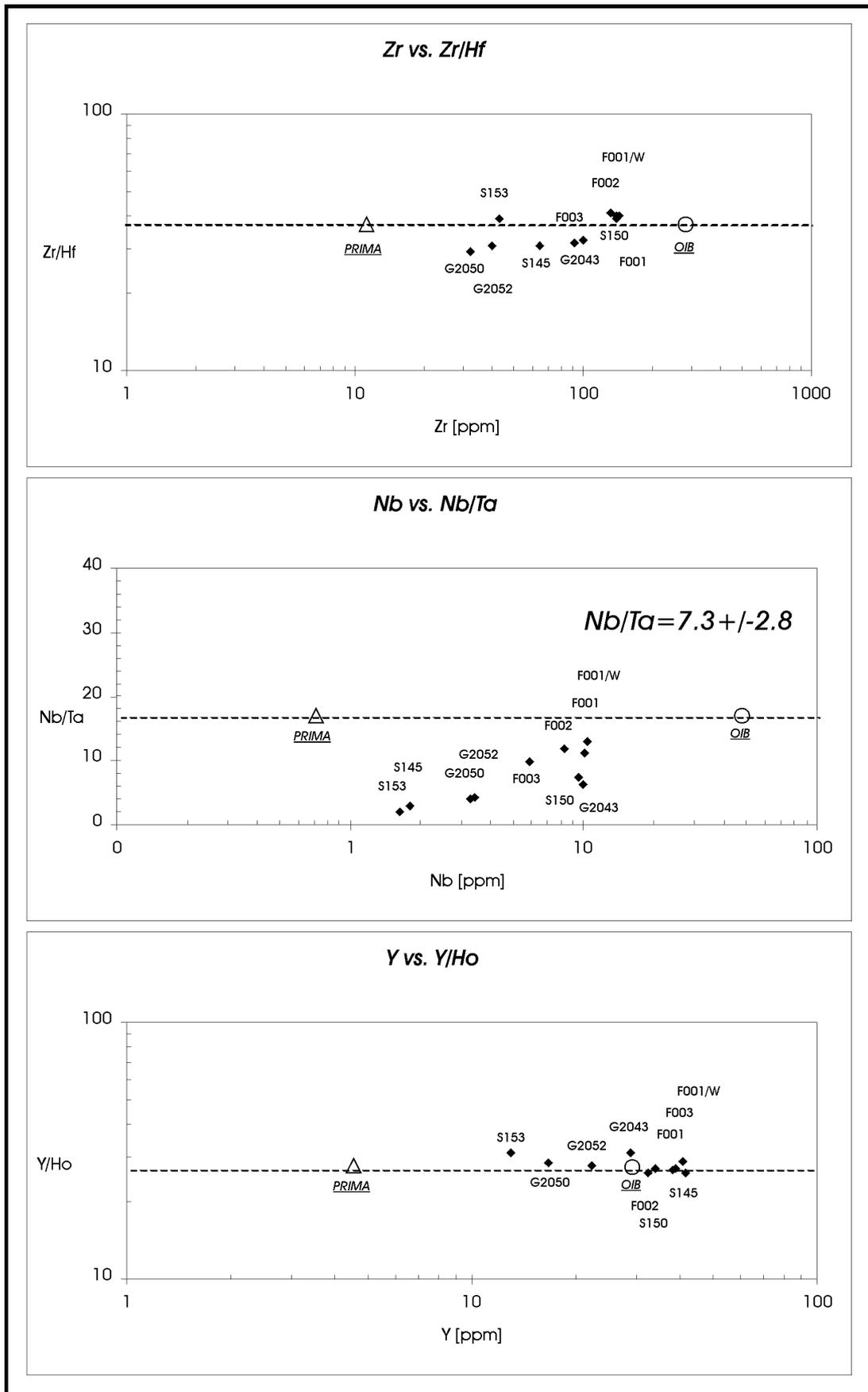


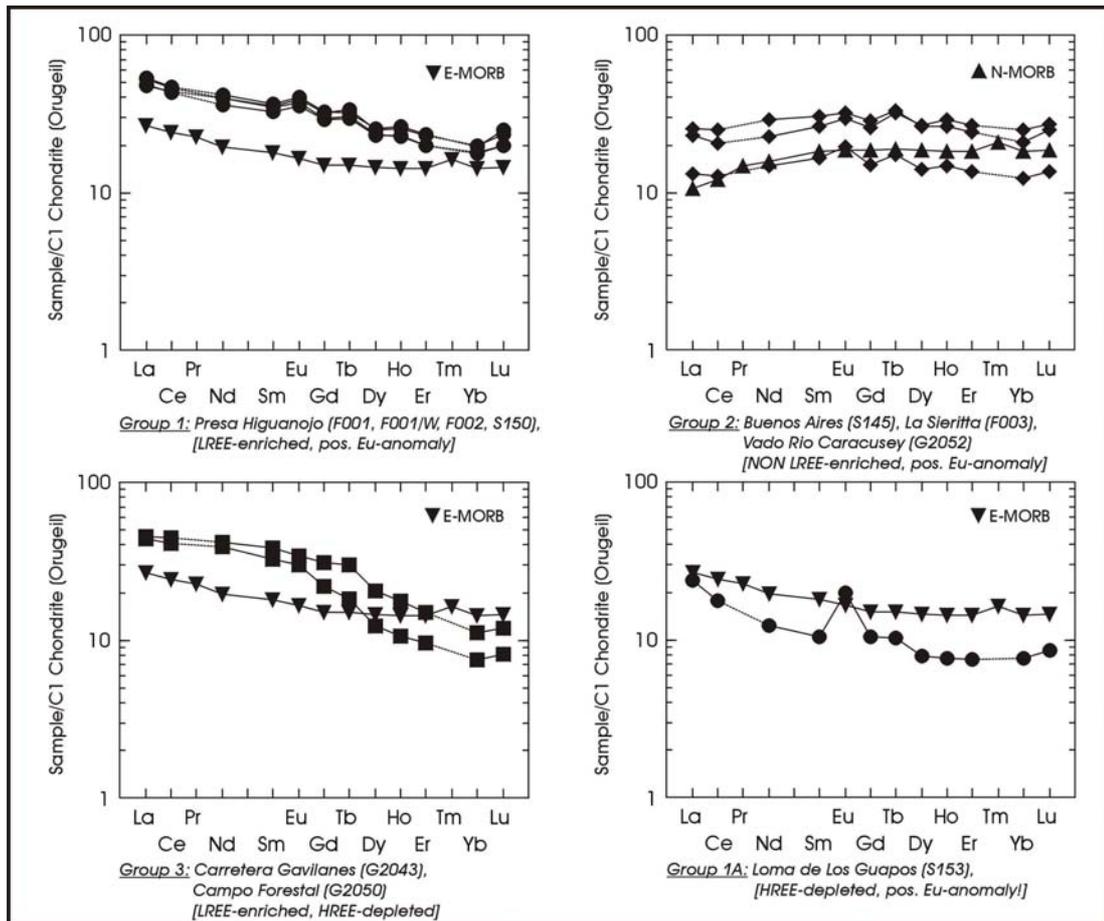
Abbildung 5.3.3: Zr vs. Zr/Hf, Nb vs. Nb/Ta und Y vs. Y/Ho Darstellungen der Eklogite (PRIMA- und OIB-Werte aus SUN & McDONOUGH, 1989)

STOLZ et al. (1996) berichten von superchondritischen Nb/Ta-Verhältnissen (Werten über 17) in Inselbogen-Vulkaniten. JOCHUM & HOFMANN (1998) schlagen ein superchondritisches Nb/Ta-Reservoir im Mantel vor. RUDNICK et al. (1998) analysierten Rutil aus Eklogiten, der als refraktäre Mineralphase die Masse an Nb und Ta einbaut, und stellten auch überwiegend superchondritische Nb/Ta-Verhältnisse fest. MÜNKER (1998) interpretiert Nb/Ta-Verhältnisse (von ca. 8 bis 25) kambrischer Inselbogengesteine des frühpaläozoischen Takaka-Terranes in Neuseeland als Folge einer Nb/Ta-Fraktionierung durch entweder [1] Rutil/Schmelze-Wechselwirkung bei geringem Grad der partiellen Aufschmelzung (*“high Nb/Ta-trend”*) oder [2] Rutil/Fluid-Wechselwirkung (*“low Nb/Ta-trend”*) während der Subduktion ozeanischer Kruste. Somit kommt es offenbar bei Subduktionsprozessen zu einer Nb/Ta-Fraktionierung, bei der Rutil eine wichtige Rolle einnimmt. Dieser Fraktionierungsprozeß führt zu einer Abweichung von dem typischen Chondritwert sowohl in der entstehenden partiellen Schmelze (bzw. des entstehenden Fluids) als auch in den zurückbleibenden HP-metamorphen Gesteinen der subduzierten Platte.

Der subchondritische Wert des Nb/Ta der untersuchten Eklogitproben könnte somit zum einen, wie erwähnt, durch mögliche analytische Ungenauigkeiten bei der Ta-Bestimmung oder zum anderen durch eine mögliche Nb/Ta-Fraktionierung in Rutil während der Subduktion der basischen Edukte der Eklogite erklärt werden. Allerdings gelten Eklogite erfahrungsgemäß als träge und isolierte Systeme was Fraktionierungsprozesse innerhalb der Subduktionszone betrifft (MARESCH, pers. Mitteilung). Eine Nb/Ta-Fraktionierung in eklogitfaziellem Rutil ist somit nicht unproblematisch, eine Rutil/Fluid-Wechselwirkung während der metamorphen Entwicklung scheint jedoch nicht undenkbar. Mögliche Hinweise für eine Rutil/Fluid-Wechselwirkung allerdings sind bei der retrograden Metamorphose bzw. Exhumierung der Gesteine im Dünnschliff anhand von Titanitsäumen um Rutil zu beobachten (Abschnitt 5.2.).

Unter diesem Aspekt muß auch die Darstellung in Abbildung 5.3.2 kritisch hinterfragt werden. Bei einer möglichen Nb/Ta-Fraktionierung in Rutil während der Subduktion könnten sich die Datenpunkte in Abbildung 5.3.3 entlang von Horizontalen verschoben haben und würden nicht mehr den ursprünglichen Chemismus des Gesteins widerspiegeln. Da es sich jedoch nur um eine horizontale Verschiebung im Diagramm handelt, dürfte sich die Edukte der Eklogite trotzdem noch von N-MORB/ E-MORB (*“enriched-mid ocean ridge basalt”*) bis hin zu tholeiitischen, subduktionsgebundenen Magmatiten eingrenzen lassen.

In Abbildung 5.3.4 wird das REE-Verhalten der Eklogitproben untersucht. Bei der graphischen Darstellung der C1-chondritnormierten REE-Häufigkeiten als sogenannte Seltenerd-elementmuster, lassen sich vier Gruppen von Verteilungsmustern aushalten (Abb. 5.3.4).



**Abbildung 5.3.4:** C1-chondritnormierte REE-Verteilungsmuster der Eklogite (C1-Chondrit-Werte aus ANDERS & GREVÈSSE, 1989)

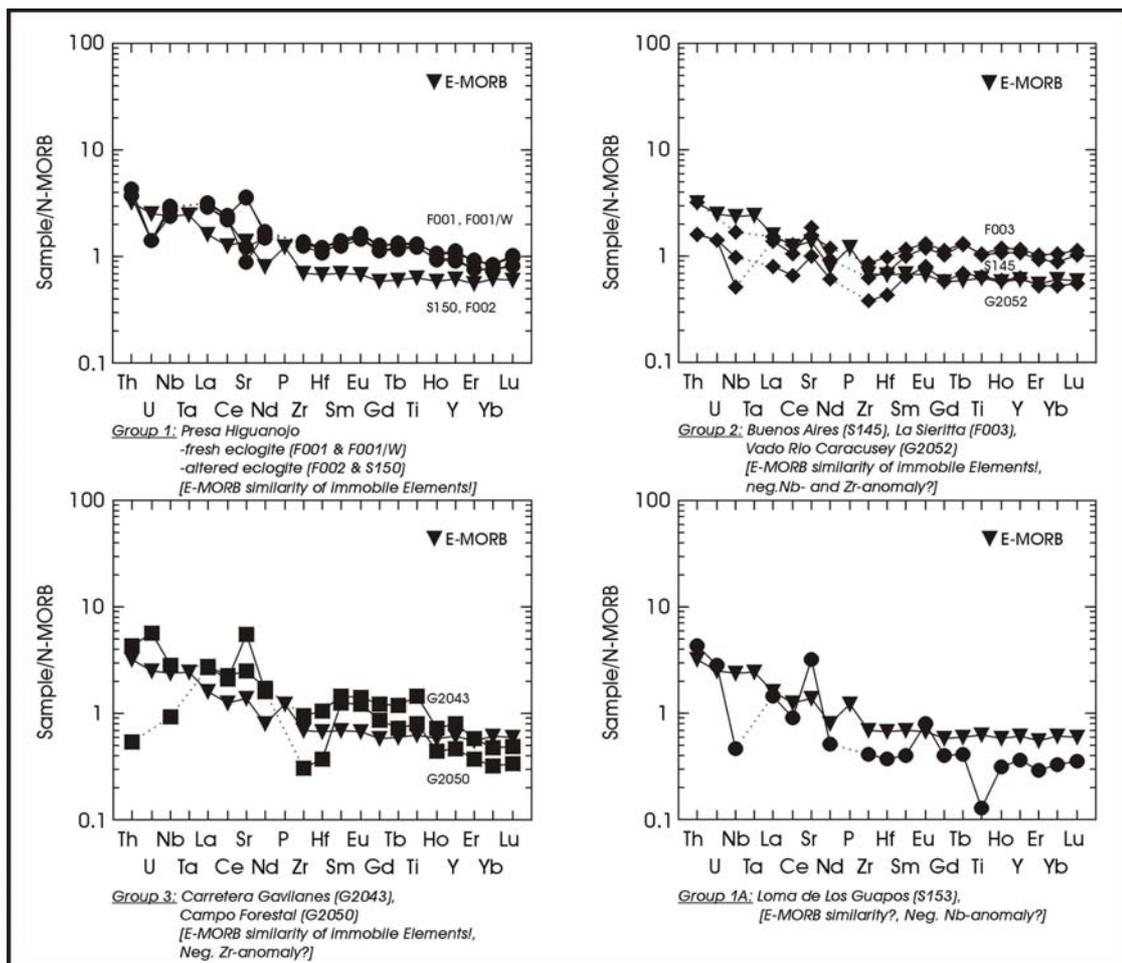
Die Gruppen 1, 3 und 4 (“Group” 1, 3 und 4) zeigen ähnliche Verteilungsmuster wie E-MORB-Gesteine, wobei bei den Gesteinen der Gruppen 3 und 4 eine Verarmung an HREEs auffällig ist. Grund für diese Verarmung an HREEs in den Edukten dieser drei Eklogite könnte ein Zurückbleiben von Granat in der Magmenquelle (“source” – möglicherweise Granat-Lherzolith) bei der partiellen Aufschmelzung sein. In Granat ist der Verteilungskoeffizient von HREEs (wie Lutetium) bis zu mehr als 1000-fach höher als von den LREEs, wie z. B. Lanthan (ROLLINSON, 1993). Im Gegensatz zu diesem “echten” Verarmungstrend könnte es sich jedoch auch um einen durch die Probenahme bedingten Effekt handeln. Gerade bei granatreichen Proben hat die Probenmenge eine große Bedeutung.

Die Eklogitprobe S153 (Gruppe 4) hat außerdem eine positive Eu-Anomalie. Eine solche positive Eu-Anomalie könnte analytisch mit einem extrem erhöhten Bariumgehalt der Proben zusammenhängen (vgl. Abschnitt A3.1), da jedoch der Ba-Gehalt mit 24 ppm eine normale Größenordnung hat, ist dies eher unwahrscheinlich. Eine Umverteilung von Europium während einer eklogitfaziellen metamorphen Überprägung wird in der Literatur nicht beschrieben. Eine primäre Eu-Anreicherung im Magma deutet auf eine Plagioklas-Akkumulation hin. So diskutieren VOSHAGE et al. (1990) eine Plagioklas-Akkumulation und die damit verbundene

positive Eu-Anomalie, häufig auftretend in tiefkrustalen Gesteinen (RUDNICK & PRESPEL, 1990), als ein Gegenstück zur negativen Eu-Anomalie in oberkrustalen Gesteinen. ANDERSON (1992) berichtet von einer positiven Eu-Anomalie in Hornblende-Gabbro aus den San Gabriel Mountains, California, die sich wahrscheinlich aus Kumulationsprozessen ableiten läßt. So werden z.B. Hornblende-Plagioklas-Kumulate verschiedentlich auch als tiefkrustale Komponenten in Inselbogen-“*settings*” betrachtet.

Die Gesteine der Gruppe 2 in Abbildung 5.3.4 zeigen ebenfalls einen leichten Trend zu einer positiven Eu-Anomalie, sind aber nicht an HREEs verarmt, wie die Probe S153 der Gruppe 4. Diese Gruppe weist ein REE-Verteilungsmuster ähnlich dem von N-MORB-Gesteinen auf, wobei eine schwache, fraktionierte Kristallisation ohne Plagioklas zu einer leichten Anreicherung des gesamten REE-Spektrums und insbesondere der LREEs gegenüber der N-MORB-Charakteristik geführt haben kann.

Eine weitere Möglichkeit der Darstellung des Spurenelementchemismus sind sogenannte erweiterte REE-Diagramme oder auch Spurenelementdiagramme (“*spidergrams*”). Abbildung 5.3.5 zeigt eine solche Darstellung der Eklogitproben in Anlehnung an MÜNKER & COOPER (1999).



**Abbildung 5.3.5:** N-MORB-normierte Spurenelementverteilungsmuster (“*spidergrams*”) der Eklogite (N-MORB Werte nach HOFMANN, 1988)

Die Spurenelemente sind hier nach der Kompatibilität im Spinell-Lherzolith von links nach rechts geordnet.

Generell läßt sich bei allen vier ausgehaltenen Gruppen eine Ähnlichkeit der Verteilungsmuster der Eklogitproben mit denen von E-MORB-Gesteinen feststellen. Gelegentliche Abweichungen, wie z.B. bei der Häufigkeit des Strontium (vgl. Abb. 5.3.5, "*Group 1, fresh and altered eclogite*"), lassen eine hohe Mobilität gerade bei retrograd metamorphen Überprägungen erahnen.

Auffällig ist weiterhin ein Trend zu einer negativen Nb-Anomalie in den Gruppen 2, 3 und 4, welcher in den Gesteinen der Gruppe 1 völlig fehlt. Diese negative Nb-Anomalie basischer Magmatite könnte auf Magmatismus im Subduktionsregime hinweisen.

Letztlich läßt sich in den 3 genannten Gruppen noch ein Trend zu einer negativen Zr-Hf-Anomalie feststellen. Eine mögliche Erklärung hierfür könnte in der Rekristallisation von Zirkon (hohe Fraktionierungskoeffizienten von Zr und Hf) während der eklogitfaziellen Metamorphose, verbunden mit einem wahrscheinlichen Materialtransport in einer Fluidphase, zu finden sein. Diese Erscheinung wurde zumindest in Probe S145 beobachtet und soll im Abschnitt 5.4.4 diskutiert werden.

### 5.3.2. Zusammenfassung der Ergebnisse

Zusammenfassend wird festgestellt, daß der petrochemische Charakter der Eklogitproben durch einen mittleren bis niedrigen SiO<sub>2</sub>-Gehalt vorwiegend basisch definiert ist. Die Eklogitprotolithe scheinen bei mittleren Mg-Zahlen und auf der Grundlage ihrer Titan-Magnesium-Signatur eher dem tholeiitischen als dem kalkalkalischen Trend zu entsprechen.

Über die Eklogitedukte läßt sich aufgrund des hohen Grades der metamorphen Überprägung der Gesteine nur über die immobilien HFSE und REE eine Aussage treffen. Auffällig ist hierbei besonders, daß die Eklogite neben "normalen" chondritischen Zr/Hf- und Y/Ho-Verhältnissen einen subchondritischen Wert für das Nb/Ta-Verhältnis aufweisen. Dieses subchondritische Nb/Ta-Verhältnis könnte auf eine Nb/Ta-Fraktionierung während der Subduktion oder alternativ auf Ungenauigkeiten bei der Ta-Bestimmung hinweisen. Um zwischen beiden Möglichkeiten letztendlich entscheiden zu können, sind weitere, genauere ICP-MS Untersuchungen anzuschließen. Ein Vergleich der Elementsignaturen von Th und Ta (als Elementverhältnisse mit dem Seltenerdelement Ytterbium) läßt trotz dieser Schwierigkeiten eine Eingrenzung des Primärchemismus der Eklogite von E-MORB- über N-MORB-ähnliche bis hin zu Signaturen von überwiegend tholeiitischen, subduktionsgebundenen Magmatiten zu. Diese Erkenntnis wird durch C1-chondritnormierte REE- sowie durch N-MORB-normierte Spurenelementverteilungsmuster erhärtet, wobei in manchen Proben eine positive Eu-Anomalie auf Kumulationsprozesse und eine negative Nb-Anomalie auf Subduktionsprozesse hindeuten. Es besteht somit eine hohe Wahrscheinlichkeit, daß sich die Eklogitedukte

größtenteils von E-MORB- bis N-MORB-ähnlichen Gesteinen, möglicherweise auch von tholeiitischen Subduktionsmagmatiten ableiten.

#### **5.4. Rasterelektronenmikroskopische und Mikrosonden-Untersuchungen an Zirkon**

Zirkone aus hochgradig metamorphen Gesteinen wurden anhand der Ergebnisse umfangreicher, mikroanalytischer Untersuchungsmethoden in der Literatur als komplexe, von idiomorphen Habitustypen abweichende, polyphase Kristallindividuen beschrieben (z.B. GEBAUER et al., 1997; KRÖNER et al., 1998; VAVRA et al., 1999; RUBATTO et al., 1999). Da diese Komplexität innerhalb von Zirkonpopulationen, verbunden mit einer polyphasen Kristallentwicklung, die Wahrscheinlichkeit von Diskordanz isotopengeochemischer Daten bzw. von Mischaltern extrem erhöht (HANCHAR & MILLER, 1993), müssen die Zirkone aus solchen Gesteinen anhand ihres Habitus und ihrer Internstrukturen gut beschrieben und klassifiziert werden. Hierfür kamen rasterelektronenmikroskopische und mikrosondenanalytische Untersuchungsmethoden (siehe A3.2. und A3.3.) im Vorfeld der geochronologisch-isotopischen Untersuchungen an den Zirkonen der Proben S145 und S232 zum Einsatz. Entsprechende Abbildungen sind im Anhang A1. zusammenfassend dargestellt.

##### **5.4.1. Klassifizierung nach der Außenform**

Es konnten sowohl bei den Zirkonkristallen der Probe S145 als auch bei denen der Probe S232 mit einigen kleinen Unterschieden im wesentlichen drei Hauptphänotypen unterschieden werden: [A] länglich-prismatisch, [B] kurzprismatisch und [C] rundlich-sphäroid (Abb. A1.18 und A1.19). Dabei sind die Kristalle "vielflächig" bis "kantengerundet" und haben eine unregelmäßige Oberfläche. Häufig sind Korrosionsschäden, sogenannter "Lochfraß", erkennbar.

Hauptsächlich in der Zirkonpopulation der Probe S232 traten "aggregatähnliche" Kristallformen auf (Abb. A1.20). Im SE-Mode gewinnt der Betrachter den Eindruck, daß sie sich aus mehreren kleinen Kristallfragmenten zusammensetzen. Generell sehen die Kristalle aus, als wären sie zerbrochen und subsequent wieder verheilt. CL-Beobachtungen zeigten jedoch, daß diese "Risse" nicht auf eine rigide Materialbeanspruchung zurückzuführen sind. Einspringende Winkel an den Rißkanten deuten außerdem auf einen Materialtransport hin. Bei den Kristallen aus der Probe S145 wurden des öfteren Festkörpereinschlüsse entlang kantenförmiger Abrücke beobachtet. Sowohl Festkörpereinschlüsse als auch kantenförmige Abrücke erwiesen sich bei anschließender CL-Betrachtung oft als sekundär verwachsene Brüche im Kristall, in denen Einschlüsse von Pyroxen (Abb. A1.21), Glimmer (Abb. A1.22) oder auch teilweise Amphibol auftreten. Diese scheinen auf den gleichen oder einen ähnlichen Prozeß zurückzugehen, wie die Rißbildung in den aggregatähnlichen Kristallformen, da sich ein zweiter Riß ohne Festkörpereinschlußverfüllung etwas links des eigentlichen Risses abzeichnet (Abb. A1.21, SE-Mode/ Außenform). Diese Beobachtung korreliert auch mit den Internstrukturen im CL-Mode (Diskussion Abschnitt 5.4.4.).

### 5.4.2. Klassifizierung der Internstrukturen

Bei den eklogitfaziellen Zirkonen aus der *Probe S145* konnten verschiedene Internstrukturen beobachtet und infolge dessen auf komplizierte Prozesse geschlossen werden.

Am Anfang richtete sich der Schwerpunkt der Arbeiten auf möglichen Altbestand, der anhand diskordant schneidender Wachstumszonierung oft eindeutig identifizierbar ist. Anzumerken ist hierbei, daß es aufgrund möglicher Schnittlageneffekte zu Fehlinterpretationen kommen kann (KEMPE et al., 2000). Im weiteren Verlauf verlagerte sich der Schwerpunkt auf eine beobachtete partielle bis vollständige Auslöschung ("Homogenisierung") der primären Internstrukturen, hauptsächlich der konzentrisch angeordneten, oszillierenden Wachstumszonierung bzw. der möglichen Sektorzonierung. Schließlich konnten auch in hochauflösenden SE- und CL-Darstellungen miteinander korrelierende Spuren einer Korn-Fluid-Wechselwirkung nachgewiesen werden. "Neuwachstum von Zirkon unter metamorphen Bedingungen" konnte (wenn überhaupt) nur sehr untergeordnet beobachtet werden.

Bei den datierten, undifferenzierten Korngrößenfraktionen nahm die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Altbestand mit abnehmender Korngröße zu. Größere Zirkonkristalle hingegen zeigten einen höheren Grad der Auslöschung der Internstrukturen, des öfteren auch Spuren von Korn-Fluid-Wechselwirkungen (Abb. A1.22). Möglicherweise scheinen sie deshalb kernfrei zu sein. Der Altbestand in den kleineren Korngrößen weist unterschiedliche Internstrukturen auf. In Abbildung A1.23 ist ein konzentrisch oszillierend zonierter Kern zu sehen, der diskordant von einem ebenfalls konzentrisch oszillierend zonierte Neukorn überwachsen wird. Zwischen Kern und Neukorn kann man gut eine nicht differenzierte dunkle Zone erkennen, wobei die so markierte Kern-Neukorn-Grenze unregelmäßig buchtig gestaltet ist. Bei dem in Abbildung A1.24 dargestellten Zirkon ist es schwieriger, eine Kern-Neukorn-Grenze festzulegen, da diese durch das Auslöschen der Internstruktur maskiert wird. Es wird hier vermutet, daß es sich um einen rekristallisierten Kernbereich handelt, der von einem später ebenfalls rekristallisierten Neukorn überwachsen ist. Die gut erhaltenen Kernbereiche lassen sich auch anhand der gemessenen Spurenelementgehalte ( $P_2O_5$  und  $HfO_2$ ) von den hell lumineszierenden, keine bzw. nur noch reliktsch erkennbare Wachstumszonierung aufweisenden Rändern unterscheiden (Abb. A1.25 und 26). Das in den Abbildungen A1.23 und A1.24 lokal auf die Kristallränder begrenzte Auslöschen der primären Internstrukturen ist in einer Vielzahl anderer beobachteter Kristalle nicht lokal begrenzt, sondern erfaßt das gesamte Kristallgitter (Abb. A1.27 und 28). Dieses kann als fortschreitender Prozeß aufgefaßt werden. Übergänge von intakter Internstruktur zu vollständigem Verlust dieser sind zu beobachten (Abb. A1.27). Diese sekundäre "Homogenisierung" der primären Internstrukturen wurde als Resultat einer thermisch induzierten Rekristallisation des Kristallgitters unter metamorphen Bedingungen aufgefaßt (siehe Abschnitt 5.4.4.).

Rundlich-sphäroide Phänotypen besitzen in Probe S145 keine Kernbereiche mit intakten, primären Internstrukturen, sondern zeigen lediglich in manchen Kristallen ausschnittshaft

verschwommene Reste von der ehemaligen Internstruktur (A1.29). Der Grad der Auslöschung der Internstruktur bzw. der Rekristallisation ist hier deutlich größer als bei nicht rundlich-sphärischen Phänotypen.

Zusätzlich sind in der rundlich-sphärischen, aber auch in den anderen Phänotypenklassen, perlschnurartig aufgereichte Gas-/Fluid-Einschlüsse in den stark rekristallisierten Bereichen zu finden (SE-Mode in Abb. A1.30 und 31). Das ist besonders der Fall, wenn die Kristalloberfläche Korrosionsschäden aufweist. Die perlschnurartig aufgereichten Gas-/Fluid-Einschlüsse korrelieren im CL-Mode mit weniger stark lumineszierenden Bahnen im Kristall und werden zusammen als Resultat von Korn-Fluid-Wechselwirkungen interpretiert. Durch die Fortsetzung dieser Bahnen über die linke Abbruchkante des Kristalls hinaus wird im CL-Mode der Abbildung A1.31 erkennbar, daß es sich dabei nicht um lineare, sondern planare Fluidwegsamkeiten handelt. Die Bereiche der Korn-Fluid-Wechselwirkungen sind geochemisch wahrscheinlich durch einen relativ erhöhten U-Gehalt zum umgebenden Zirkongitter gekennzeichnet (Meßpunkt 1 im Elementverteilungsprofil von Abb. A1.32), was eventuell Rückschlüsse auf die Zusammensetzung des Fluids ermöglicht. Leider sind die Einschlüsse zu klein für klassische Einschlußuntersuchungen.

Neukristallisation von Zirkon ist möglicherweise nur entlang intragranularer Risse (CL-Mode, Abb. A1.33) von rekristallisiertem Zirkon zu unterscheiden. Hier scheint ein Zr-reiches Fluid den zerbrochenen Kristall wieder sekundär zu verbinden. Falls dem so ist, sind die Festkörpereinschlüsse (Feldspat) ebenfalls als sekundär zu betrachten. Für den Fall, daß es sich jedoch ebenfalls um rekristallisierten Zirkon handelt (der Betrag an Versetzung der Wachstumszonierung beim Auseinanderbrechen ist eher gering) müssen die Korngrenzflächen der primären Feldspateinschlüsse zu Zirkon besonders vorrangig als Fluidwegsamkeiten aktiv gewesen sein, entlang welcher die fluidunterstützte Rekristallisation von Zirkon stattfand.

Aggregatähnliche Kristallformen (wie in Abb. A1.20 dargestellt) traten während der Untersuchungen eher untergeordnet auf. Erst nach erneuter Suche wurden sie auch in der Probe S145 unter den eklogitfaziellen Zirkonen entdeckt. Einer dieser Kristalle mit einer kardioiden Außenform ist in Abbildung A1.34 dargestellt. Diskutiert wird diese Erscheinung im Zusammenhang mit den aggregatähnlichen Zirkonkristallen der Probe S232 (siehe Abschnitt 5.4.4.).

Bei der Betrachtung der Internstrukturen der blauschieferfaziellen Zirkone der **Probe S232** traten Analogien und Unterschiede zu denen der eklogitfaziellen Zirkone auf. Die rundlich-sphärischen Habitusformen der Probe S232 zeigen im Gegensatz zu denen der eklogitfaziellen Probe oftmals eine intakte, konzentrisch oszillierende Wachstumszonierung und sind lediglich von einem dünnen, stark lumineszierenden, rekristallisierten Saum umgeben (Abb. A1.35). Offensichtlich handelt es sich hierbei um ein abgerundetes Fragment eines Zirkons, da die Wachstumszonierung z.T. diskordant von den Kristallaußenkanten begrenzt wird.

Allerdings ist schwer zu sagen, ob es sich tatsächlich um ein detritisches Bruchstück handelt. Es gibt in der Probe auch rundlich-sphärische Zirkone, die ähnlich denen der Probe 145 keine erkennbare Wachstumszonierung aufweisen. Sie zeigen nur noch verschwommen Reste einer Internstruktur und scheinen somit nahezu vollständig rekristallisiert zu sein (Abb. A1.36). Auch bei den nicht rundlich-sphärischen Phänotypen sind die Wachstumszonierungen verwaschen und eine schrittweise Auslöschung bzw. Homogenisierung der Internstrukturen kann beobachtet werden (Abb. A1.37). Der Grad bzw. die Intensität dieser Homogenisierung scheint allerdings in den blauschieferfaziellen wesentlich schwächer als bei den eklogitfaziellen Zirkonen zu sein. Spuren von Korn-Fluid-Wechselwirkungen sind ähnlich denen in den eklogitfaziellen Zirkonen zu beobachten. Es treten oberflächlich Korrosionsschäden und Gas-/Fluid-Einschlüsse auf (Abb. A1.38). Erstaunlich ist das relativ häufige Auftreten von aggregatähnlichen Kristallen (Abb. A1.39 und A1.40). Die Internstrukturen zeigen ebenfalls ein allmähliches Auslöschen der primären Wachstumszonierung an. In dem Kristall in Abbildung A1.39 läßt sich an der rechten Rißkante (CL-Mode) eine reliktsche Zonierung parallel zum Rißverlauf vermuten, wogegen die Internstruktur im Zirkon in Abbildung A1.40 völlig diskordant von den Rissen geschnitten wird. Die verheilten Risse sind teilweise erneut, möglicherweise bei der Präparation, reaktiviert worden.

#### 5.4.3. Mineraleinschlüsse (EDX)

Auch hier gilt wieder, daß die Auswertung der im Zirkonkristall beobachteten Mineraleinschlüsse nur einen subjektiven Eindruck über die Häufigkeit und Zusammensetzung der Einschlußphasen vermitteln kann (vgl. Abschnitt 3.2.3.).

Aus der **Probe S145** wurden insgesamt 73 Zirkonindividuen untersucht. Davon wurden in 15 Kristallen (ca. 20 %) Mineraleinschlüsse gefunden. Als Einschlußphasen traten Amphibol (ca. 31 %), Glimmer (ca. 23 %), Pyroxen (ca. 19 %), Apatit (ca. 9 %), Quarz (ca. 2 %), Titanit (ca. 2 %) und Rutil (ca. 2 %) auf. Interessant erscheint, daß sich vorrangig Glimmerminerale (Abb. A1.22), aber auch Pyroxen (Abb. A1.21) und Amphibol entlang der beschriebenen Risse ausgebildet haben und diese teilweise nachzeichnen. Generell steigt die Häufigkeit des Auftretens von Mineraleinschlüssen zu großen Korngrößen hin an. Von den 15 Kristallen mit Mineraleinschlüssen entfallen nur insgesamt vier auf die isotopisch analysierten Fraktionen (Z/UD (100-160)=3 und Z/UD (<62)=1).

Von den untersuchten 68 Zirkonen der **Probe S232** wurden in 28 Kristallen (ca. 41 %) Mineraleinschlüsse dokumentiert. Als Einschlußphasen kamen Apatit (ca. 40 %), Quarz (ca. 26 %), Glimmer (ca. 23 %), K-Feldspat (ca. 9 %) und Titanit (ca. 2 %) vor. Die Risse werden hier vorrangig von Glimmermineralen nachgezeichnet (Abb. A1.39 und A1.40). Die 28 Kristalle mit Mineraleinschlüssen verteilen sich auf die unter dem Binokular klassifizierten Frak-

tionen wie folgt: ZD/R/KL (90-160  $\mu\text{m}$ )=3, ZD/KP/KL (90-160  $\mu\text{m}$ )=3, ZD/LP/KL (90-160  $\mu\text{m}$ )=3, ZD/T (90-160  $\mu\text{m}$ )=6, ZD/E (90-160  $\mu\text{m}$ )=8, und ZD/F<sup>[1]</sup> (90-160  $\mu\text{m}$ )=5<sup>[2]</sup>.

#### 5.4.4. Diskussion der Beobachtungen

Der beschriebene Altbestand in S145 weist unterschiedliche Internstrukturen auf und könnte somit auch unterschiedlicher Herkunft sein, wobei zumindest in Abbildung A1.23 von einem primär magmatischen Kornwachstum ausgegangen werden kann. Da es sich bei S232 um ein siliziklastisches Gestein handelt, ist eine unterschiedliche Herkunft selbst einzelner Individuen des Zirkonbestandes sehr wahrscheinlich.

Der unterschiedliche Grad des Verlustes an Internstrukturen in den Zirkonen der Proben S145 und S232, der mit einer Rekristallisation (vgl. RUBATTO et al., 1999) in Verbindung gebracht wird, kann mit den unterschiedlichen metamorphen Bedingungen beider Gesteine erklärt werden. Wie aus dem Abschnitt 5.2. bekannt ist, sind maximale metamorphe Bedingungen von 16 kbar bei 560 °C für die blauschieferfaziellen und 16,8-17,5 kbar bei 590-615 °C für die eklogitfaziellen Gesteine ermittelt worden. Eine Rekristallisation des Kristallgitters während der metamorphen Beanspruchung ist von besonderem Interesse, da nach MEZGER & KROGSTAD (1997) bei dieser Neuordnung des Kristallgitters im Temperaturbereich von 600 bis 650 °C Pb-Verlust auftritt. Diese partielle bis vollständige Rekristallisation scheint offensichtlich durch eine an ehemals U- bzw. Th-reichere Zonen gebundene Gitterimperfection (Metamiktisierung) vorgezeichnet gewesen zu sein. Das ist durchaus wahrscheinlich, da es bei Abkühlung unter 600 °C zusätzlich durch den Zerfall der Radionuklide Uran und Thorium zu einer Akkumulation von Gitterdefekten und damit verbundener Pb-Verlust kommt (MEZGER & KROGSTAD, 1997). Diese Gitterdefekte werden hauptsächlich durch  $\alpha$ -recoil (z.B. WOODHEAD et al., 1991) hervorgerufen. Heterogene Metamiktisierungen in Zirkonkristallen verschiedener granitischer Herkunft (dann auch als "röntgenamorph" bezeichnet) konnten unter anderem durch den Einsatz von hochauflösender Raman-Mikrosonden-Analytik (NASDALA et al., 1995, 1996) nachgewiesen werden. Die Bedeutung von Metamiktisierung, Rekristallisation und Fluidaktivität für einen möglichen Pb-Verlust im Zirkonkristall wird auch durch Pb-Diffusionsversuche belegt. Obwohl experimentelle Bestimmungen von Pb-Diffusionsraten in Zirkon aufgrund des sich schwierig gestaltenden Einbaus von Pb in das Versuchsmedium (WATSON et al., 1997) nicht unumstritten sind, kann aufgrund experimenteller Arbeiten von CHERNIAK et al. (1991) jedoch angenommen werden, daß Diffusionsprozesse im intakten ("*pristine*") Zirkongitter aufgrund extrem langsamer Diffusionsvorgänge vernachlässigbar sind. Hingegen ist im defekten ("*metamict*") Gitter Diffusion mit möglichem Bleiverlust besonders bei Anwesenheit von Fluiden bzw. nachfolgender

<sup>[1]</sup> F – steht für farbig. Die Unterteilung in farbige Zirkone wurde im Laufe der weiteren Arbeiten verworfen, da sich zeigte, daß die Farbigkeit auf Mineraleinschlüsse zurückzuführen war.

<sup>[2]</sup> Abkürzungen (S232 und S145) sind der Tabelle A2.3.4 zu entnehmen.

Rekristallisation von herausragender Bedeutung (Mezger und Krogstad, 1997). Erst ab Temperaturen über ca. 1000 °C nimmt die Bedeutung von Diffusionsprozessen für den möglichen Bleiverlust im intakten Gitter langsam zu.

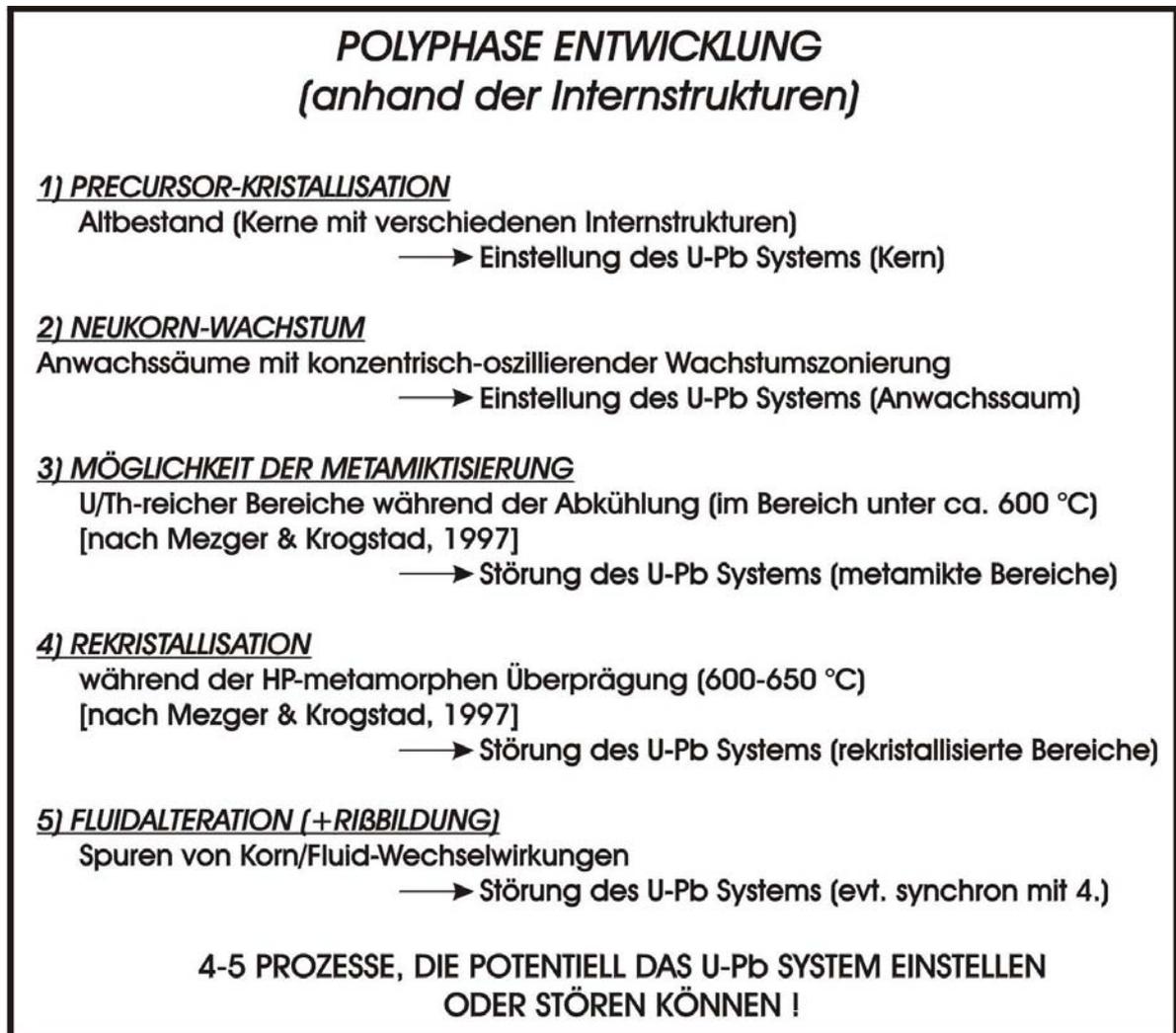
Die beschriebenen Anzeichen einer Korn-Fluid-Wechselwirkung entsprechen in etwa dem von VAVRA et al. (1999) als SCA (*“surface-controlled alteration”*) bezeichneten Erscheinungskomplex in amphibolit- bis granulitfaziellen Gesteinen. Diese Fluidalteration wurde in GRAFE et al. (1998) eher als postmetamorphes Ereignis angesehen. Es könnte sich jedoch aufgrund des hohen Grades der Rekristallisation in diesen *“fluidalterierten”* Bereichen auch um ein syn- bis spätmetamorphes Ereignis handeln. Zwar wäre eine Fluidalteration nach Experimenten von SINHA et al. (1992) auch in intakten Zirkonen möglich, wenn es sich um aggressive F-, Cl-, Na- und/oder Ca-enhaltende Fluide handelt. Logischer erscheint jedoch, daß metamorphe Fluide ehemals metamikte Zirkonkristalle bzw. -bereiche während der Rekristallisation passierten. Einmal rekristallisierte Zirkonkristalle bzw. -bereiche sind aufgrund der wiederhergestellten Ordnung im Kristallgitter und erheblich geringerer Spurenelementgehalte wesentlich robuster, selbst gegenüber konzentrierter Flußsäure im Druckaufschlußverfahren (MEZGER, pers. Mitteilung).

Die aggregatähnlichen Habitusformen, sowie möglicherweise auch die Rißbildung an sich, scheinen in engem Zusammenhang mit der Fluidanwesenheit bzw. -alteration zu stehen. Wie in den Abbildungen A1.39 und A1.40 zu erkennen ist, biegen die abgerundeten Korngrenzen an den Rissen in den Kristall ein; es scheint also eine Materiallösung und nachfolgenden -transport gegeben zu haben. Wenn also das umgebende Fluid zirkoniumuntersättigt war und unter allseitig wirkendem lithostatischen Druck stand, kann möglicherweise aufgrund einer elastischen oder plastischen Gitterstörung in der Rißnähe Zirkon instabil werden. Es kommt zu einem Rundungseffekt. Ein ähnliches Erscheinungsbild wurde von DEN BROK et al. (1998) bei Deformationsversuchen an spröde reagierendem Natriumchlorat ( $\text{NaClO}_3$ ) berichtet. Hierbei wurde allerdings eher ein kataklastisches Deformationsverhalten beschrieben, welches nicht mit einer Rekristallisation in Zusammenhang gebracht wird.

Die Frage, ob dieser Prozeß im fortgeschrittenen Stadium zur Auflösung ehemals idiomorpher, jedoch partiell metamikter Zirkonkristalle in kleinere, rundlich-sphärische, stark lumineszierende, keine Wachstumszonierung zeigende Zirkonbruchstücke führte, konnte mit letzter Sicherheit nicht geklärt werden. Diese Kornverkleinerung, verbunden mit einer von Materiallösung und -transport gesteuerten Abrundung der Bruchstücke, könnte zumindest teilweise das Auftreten von rundlich-sphärischen Phänotypen erklären. Der Zirkon in Abbildung A1.34 läßt dieses vermuten.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß es sich [1] hinsichtlich des Kristallwachstums, [2] des Zustands der Kristallordnung und [3] in ganz besonderer Weise hinsichtlich des U-Pb-Systems um eine polyphase Entwicklung sowohl in den eklogitfaziellen als auch in den blau

schieferfaziellen Zirkonen gehandelt haben muß. Hervorzuheben ist eine mögliche bedeutende Rolle von anwesenden Fluiden bei der Rekristallisation. Eine abschließende Übersicht der polyphasen Entwicklung der Zirkonindividuen anhand der dargestellten mikroanalytischen Methoden und der sich daraus ergebenden Schlußfolgerungen für das U-Pb-System der eklogitfaziellen Zirkone gibt die folgende Abbildung.



**Abbildung 5.4.1:** Zusammenfassung der polyphasen Entwicklung von eklogitfaziellen Zirkonen anhand der Internstruktur

### **5.5. Geochronologische Untersuchungen – Teil 1**

Die bei den eklogit- und blauschieferfaziellen Gesteinen zur Anwendung gekommenen geochronologischen Untersuchungsmethoden sollen hier in zwei Teilabschnitten behandelt werden. Dabei ist der folgende 1. Teil auf diejenigen Ereignisse gerichtet, welche sich über hohe Schließungstemperaturen der betreffenden isotopischen Systeme definieren und sich insoweit von dem 2. Ereigniskomplex unterscheiden. Im 1. Teil sind dies namentlich die "Primär"-Er

eignisse (Intrusion, etc.) und die hochdruckfazielle Metamorphose. Der 2. Teil hingegen beschäftigt sich vorwiegend mit der Abkühlungsgeschichte. Aus diesem Grunde werden die Ergebnisse der U-Pb- und der Sm-Nd-Analytik auch zusammenhängend im ersten Teil und die Ergebnisse der anderen Methoden im zweiten Teil diskutiert.

### 5.5.1. U-Pb-Methode (Zirkon und Titanit)

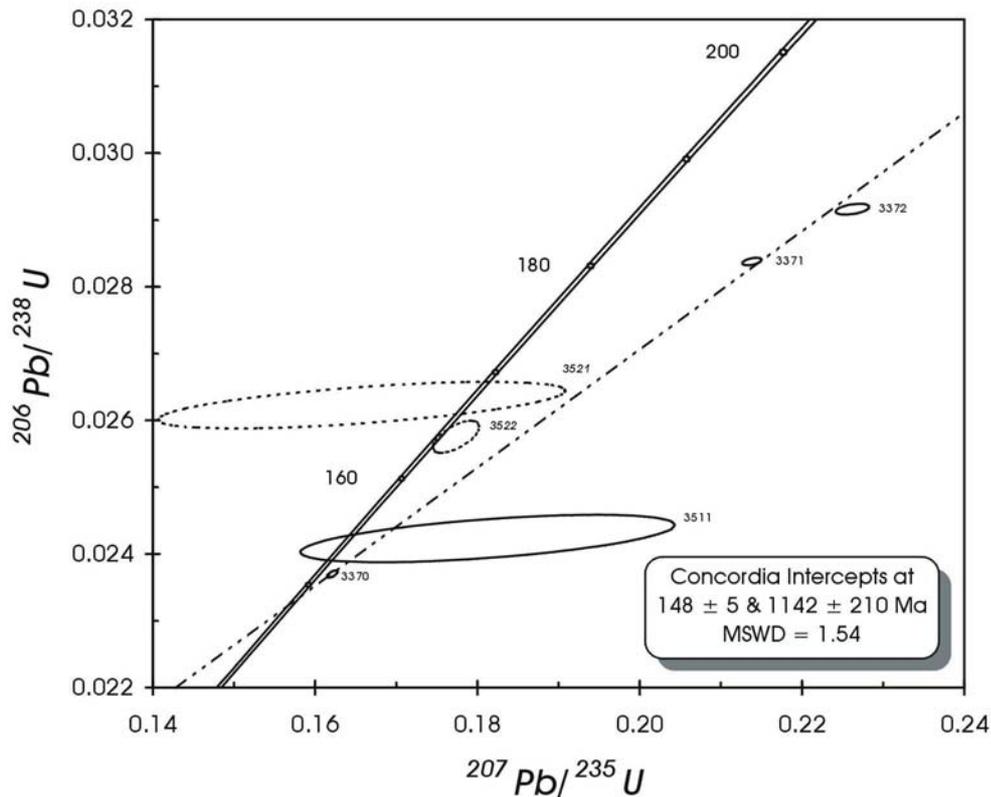
Die U-Pb-Analytik wurde auf drei verschiedene U-Th-haltige Mineralphasen der hochdruckfaziellen Gesteine angewandt. Dies sind Zirkon, Titanit und Rutil.

Wie im Abschnitt 5.4. schon ausführlich dargestellt wurde, handelt es sich sowohl bei den eklogitfaziellen als auch bei den blauschieferfaziellen Zirkonkristallen um polyphase Individuen, welche aufgrund ihres U-Pb-Alters, insbesondere durch die starke Diskordanz der Daten, ein komplexes, isotopisches System erahnen lassen.

Außer Zirkon wurde auch Titanit auf seine U-Pb-Isotopie hin untersucht. Weitere vier Rutilproben wurden zwar für die U-Pb-Analytik vorbereitet, jedoch wurden die Messungen aufgrund zu geringer Pb-Konzentrationen im Rutil eingestellt. Beide Minerale haben zwar ein wesentlich ungünstigeres Verhältnis von radiogenem zu gewöhnlichem Blei als Zirkon, können aber bei entsprechend guter Korrektur und Verwendung der U-Pb-Isochronen-Methode zusätzliche Altersinformation liefern (z.B. MEZGER et al., 1989; MEZGER et al., 1991; MEZGER, 1994; VAN DER PLUIJM et al., 1994; BOUNDY et al., 1997; MOSER, 1998).

#### 5.5.1.1. Eklogit – S145 (Zirkon)

Insgesamt wurden sieben Zirkonfraktionen gemessen. Vier dieser Fraktionen, welche unter der Vorgabe der besterhaltenen “idiomorphen” Außenform separiert und anschließend in die Korngrößen (>160 µm, 160-100 µm, 100-62 µm und <62 µm) klassiert wurden, sind in Tabelle A2.3.5 als undifferenziert (UD) bezeichnet. Anschließend wurden sie mit einem  $^{235}\text{U}/^{208}\text{Pb}$ -Mischspike versetzt und, wie unter [A] im Abschnitt A3.4.3 beschrieben, zur massenspektrometrischen Analyse vorbereitet. Von diesen vier Zirkonfraktionen konnten jedoch nur drei vollständig analysiert werden, da aufgrund niedriger Pb-Konzentrationen und entsprechend geringer Ionenstromintensitäten bei der Analyse der Fraktion (Z/UD/>160 µm) weder die Pb-IC- (“*isotope composition*”) noch die Pb-ID- (“*isotope dilution*”) Messung möglich war. Die Auswertung dieser drei Analysen (3372, 3371 und 3370) ergab ein stark diskordantes Datenmuster, wobei die Analyse 3370 (Z/UD/160-100 µm) nahe der Concordia liegt (Abb. 5.5.1).



**Abbildung 5.5.1:** U-Pb-Concordiadiagramm mit den Analysendaten der eklogitfaziellen Zirkone aus der Probe S145 (Die Analysenummern bedeuten: 3370 – Z/UD/(160-100  $\mu\text{m}$ ), 3371 – Z/UD/(100-62  $\mu\text{m}$ ), 3372 – Z/UD/(<62  $\mu\text{m}$ ), 3511 – Z/R/BR/A45/(100-62  $\mu\text{m}$ ), 3521 – Z/R/TR/A45/(100-62  $\mu\text{m}$ ), und 3522 – Z/R/KL/(100-62  $\mu\text{m}$ ). Zur Altersberechnung wurden nur die Analysen 3370, 3371, 3372 und 3511 verwendet. Die Fehlerellipsen entsprechen einem  $2\sigma$ -Vertrauensintervall. Korrektur für gewöhnliches Blei nach STACEY & KRAMERS (1975). Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.5)

Durch diese drei diskordanten Datenpunkte wurde eine Regressionslinie (Discordia) gelegt und die Schnittpunktalter berechnet. Das obere Concordia-Schnittpunktalter – UCI-Alter (“*upper concordia intercept*”) – liegt bei ca. 1143 Ma, wogegen das untere Concordia-Schnittpunktalter – LCI-Alter (“*lower concordia intercept*”) – einem Wert von ca. 148 Ma entspricht. Beide Altersangaben sind mit einem relativ hohen  $2\sigma$ -Fehler behaftet.

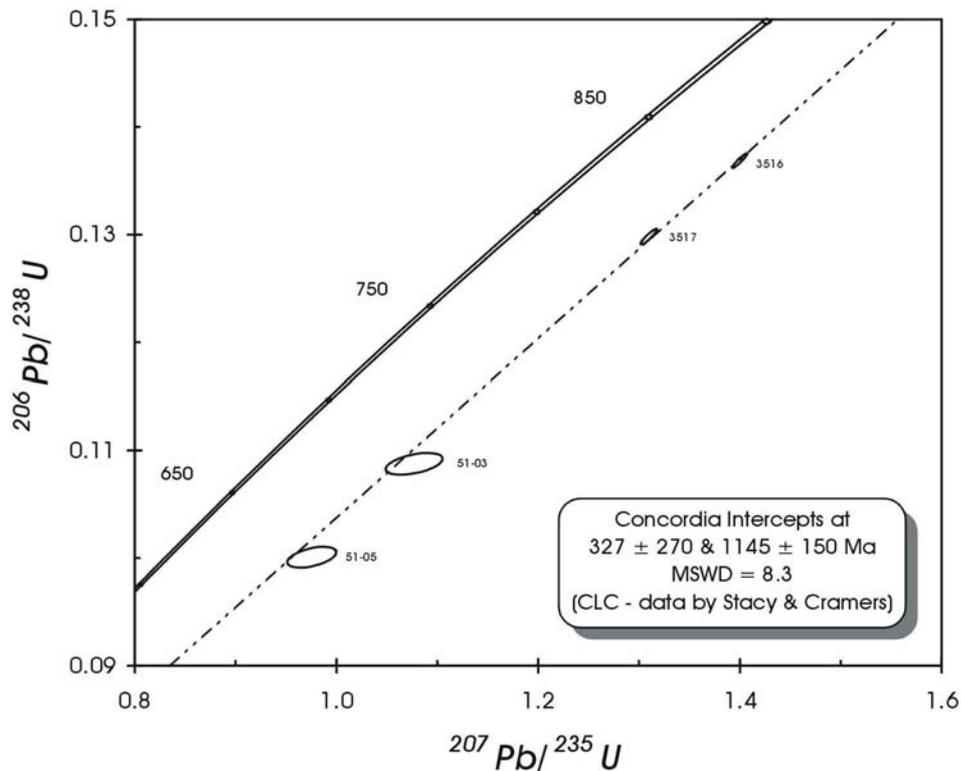
Basierend auf den Erkenntnissen aus dem Abschnitt 5.4. wurde versucht, den Zeitpunkt des letzten Bleiverlustes bei der Rekristallisation, das LCI-Alter, genauer zu fassen. Aus diesem Grund wurden nochmals drei Zirkonpräparate zur Analyse vorbereitet, wobei aus einer Korngrößenfraktion (100-62  $\mu\text{m}$ ) ausreichend Material an rundlich-sphärischen Kristallen zu extrahieren war. Die rundlich-sphärischen Zirkone stellen die am stärksten rekristallisierten Bestandteile des Zirkonbestandes dar (vgl. RUBATTO et al., 1999; KEMPE et al., 2000). Aufgrund des hohen Grades der Rekristallisation und den bisherigen Ergebnissen an den eklogitfaziellen Zirkonen wurde bei den rundlich-sphärischen Zirkonen mit einer extrem niedrigen Pb-Konzentration gerechnet und dementsprechend ein  $^{233}\text{U}/^{205}\text{Pb}$ -Mischspike eingesetzt ([B] im Abschnitt A3.4.3). Diese Vorgehensweise hat den Vorteil, daß das Teilen (“*splitten*”) der

Probe in Pb-IC- und Pb-ID-Aliquots entfällt. Leider mußte während der Messung festgestellt werden, daß die Intensitäten (besonders der Masse 204) so gering waren, daß eine genaue Bestimmung der Pb-Isotopenverhältnisse nahezu unmöglich war. So gelang es trotz des Einsatzes des Ionenzählers überwiegend nicht, einen annähernd verlässlichen Wert für das  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis zu ermitteln. Dies war bei zwei Analysen der Fall (Analysen 3521 und 3522), welche in Abbildung 3.5.1 durch die gestrichelten Fehlerellipsen gekennzeichnet sind. Diese Analysen wurden zu keiner weiteren Altersberechnung herangezogen. Lediglich eine Fraktion (3511) konnte annähernd genau analysiert werden, die Daten änderten allerdings nahezu nichts an den beiden Werten der Schnittpunktalter. Es handelt sich hierbei um einen diskordanten Datenpunkt, der die niedrigen Ionenstromintensitäten während der Messung durch die großen  $2\sigma$ -Fehler der Pb/U-Verhältnisse widerspiegelt. Allerdings liegt dieser Datenpunkt verhältnismäßig nahe dem LCI. Eine 4 Punkt-Discordia-Berechnung ergab die in Abbildung 5.5.1 präsentierten Schnittpunktalter von  $148\pm 5$  (LCI) und  $1142\pm 210$  Ma (UCI).

Die Korrektur für gewöhnliches Blei über die Isotopie des Phengits (S145/PHN) bewirkte keine wesentliche Veränderung der Schnittpunktalter gegenüber den Altern, die sich unter Verwendung der berechneten Isotopie-Werte nach dem zweistufigen Pb-Entwicklungsmodell (STACEY & KRAMERS, 1975) ergaben.

#### 5.5.1.2. *Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232 (Zirkon)*

Aus diesem siliziklastischen, blauschieferfaziellen Gestein wurden insgesamt zehn Zirkonpräparate analysiert. Fünf Fraktionen wurden konventionell als “*multi-grain*”-Analyse (300-1000 Kristalle) und weitere fünf Präparate als “*single-grain*”-Analyse (bis zu fünf Kristalle) zur Messung vorbereitet (siehe auch [B] und [D] im Abschnitt A3.4.3.). So konnten bei Pb-Konzentrationen von 20-30 ppm sogar Einzelkristalle erfolgreich gemessen werden. Die Messungen ergaben, wie aus den Internstrukturen (Abschnitt 5.4.) zu vermuten war, daß auch das U-Pb-System der blauschieferfaziellen Zirkone polyphas geprägt wurde. Das stark diskordante Datenmuster wies jedoch einen wesentlich höheren Grad der Streuung auf, als das bei den eklogitfaziellen Zirkonen der Fall war. Dies erschwert die Berechnung von Schnittpunktaltern. Eine 4-Punkt-Discordia-Berechnung ergab ein LCI-Alter von  $327\pm 270$  Ma und ein UCI-Alter von  $1145\pm 150$  Ma (Abb. 5.5.2).

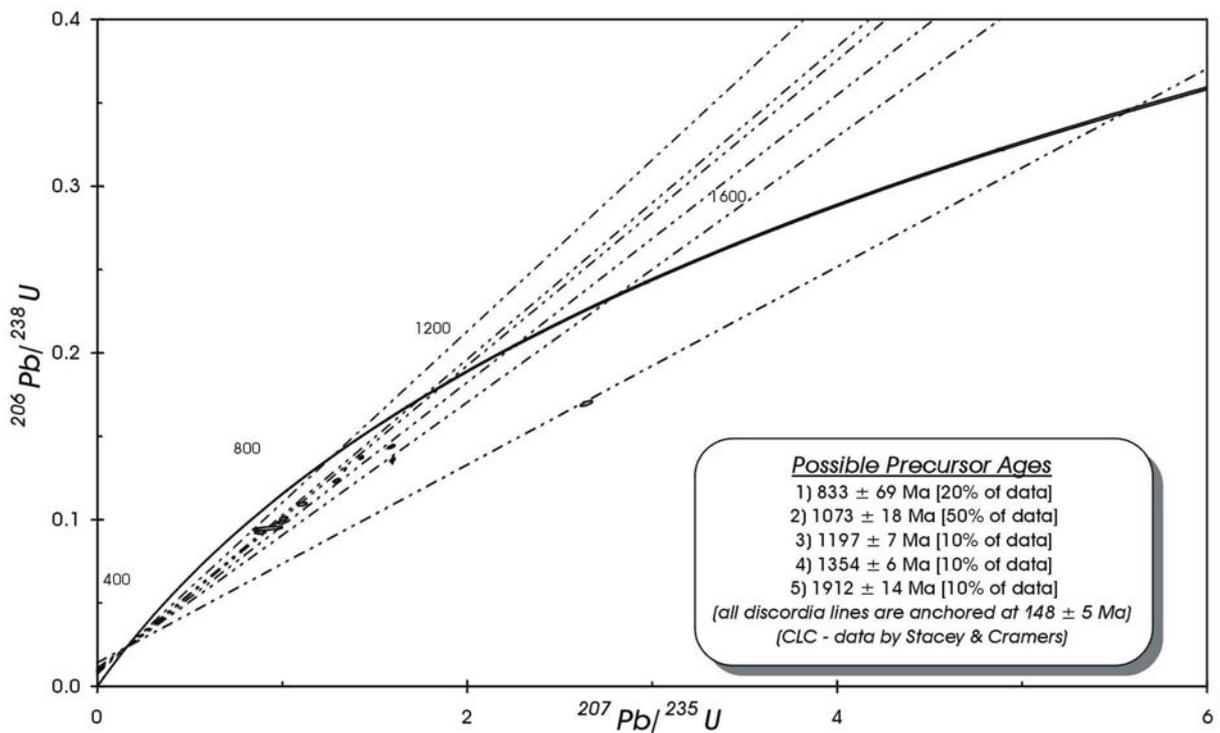


**Abbildung 5.5.2:** U-Pb-Concordiadiagramm (S232) – 4-Punkt-Discordia-Berechnung (Die Analysennummern bedeuten: 3516 – ZD/KP/KL/g/A60/(90-160  $\mu\text{m}$ ), 3517 – ZD/E/TR/(90-160  $\mu\text{m}$ ), 51-03 – ZD/R/KL/(90-160  $\mu\text{m}$ ), und 51-05 – ZD/KP/KL/i/A60/(90-160  $\mu\text{m}$ ). Die Fehlerellipsen entsprechen einem  $2\sigma$ -Vertrauensintervall. Korrektur für gewöhnliches Blei nach STACEY & KRAMERS (1975). Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.5)

Die hohe Unsicherheit beider Schnittpunktalter ergibt sich aus der Lage der stark diskordanten Daten ungefähr auf der Mitte der konstruierten Discordia und somit einer Extrapolation der Daten über eine relativ große Entfernung. Diese 4-Punkt-Discordia ist deshalb eher als eine Referenzlinie zu betrachten, jedoch fällt das UCI-Alter der blauschieferfaziellen mit dem der eklogitfaziellen Zirkone (innerhalb der Fehlergrenzen) zusammen.

Die Verwendung der Phengitdaten zur Korrektur gegen initiales Blei ergab eine geringfügige Änderung der Schnittpunktalter. Da jedoch die Unsicherheit beider Altersangaben durch die Datenextrapolation sehr hoch ist, wird dieser Unterschied nicht als relevant angesehen. Die Berechnung von Schnittpunktaltern "Phengit"-korrigierter Daten ergab  $336 \pm 260$  Ma und  $1149 \pm 150$  Ma.

Die restlichen sechs U-Pb-Analysen streuen in der Art und Weise, daß sie weder auf die in Abbildung 5.5.2 dargestellte Discordia fallen, noch selbst weitere selbständige Discordien definieren. Wie in Abbildung 5.5.3 jedoch zu sehen ist, wurden fünf verschiedene Discordialinien so durch das streuende Spektrum der U-Pb-Daten gelegt, daß alle durch ein und den selben Punkt gezwungen wurden. Von diesem Punkt, der dem LCI-Alter der Probe S145 von  $148 \pm 5$  Ma (Abb. 5.5.1) entspricht, ausgehend wird in der Abbildung 5.5.3 von den Daten der Probe S232 ein Streufächer aufgespannt.



**Abbildung 5.5.3:** U-Pb-Concordiadiagramm mit den Analysendaten der blauschieferfaziellen Zirkone aus der Probe S232 (Alle Discordia-Linien sind im Punkt 148±5 Ma auf der Concordia "geankert". Die Fehlerellipsen entsprechen einem 2σ-Vertrauensintervall. Korrektur für gewöhnliches Blei nach STACEY & KRAMERS (1975). Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.5)

Innerhalb dieses Streufächers können verschiedene mögliche Eduktalter bestimmt werden:

**833±69 Ma** {51-00 – ZD/R/KL/(90-160 μm) und 51-01 – ZD/LP/KL/(80-90 μm)}, **1073±18 Ma** {51-05 – ZD/KP/KL/i/A60/(90-160 μm), 51-03 – ZD/R/KL/(90-160 μm), 3512 – ZD/KP/KL/i/A60/(90-160 μm), 3516 – ZD/KP/KL/g/A60/(90-160 μm) und 3517 – ZD/E/TR/(90-160 μm)}, **1197±7 Ma** {3513 – ZD/LP/KL/A60/(90-160 μm)}, **1354±6 Ma** {3523 – ZD/R/KL/(90-160 μm)} und **1912±14 Ma** {51-04 – ZD/KP/KL/(80-90 μm)}.

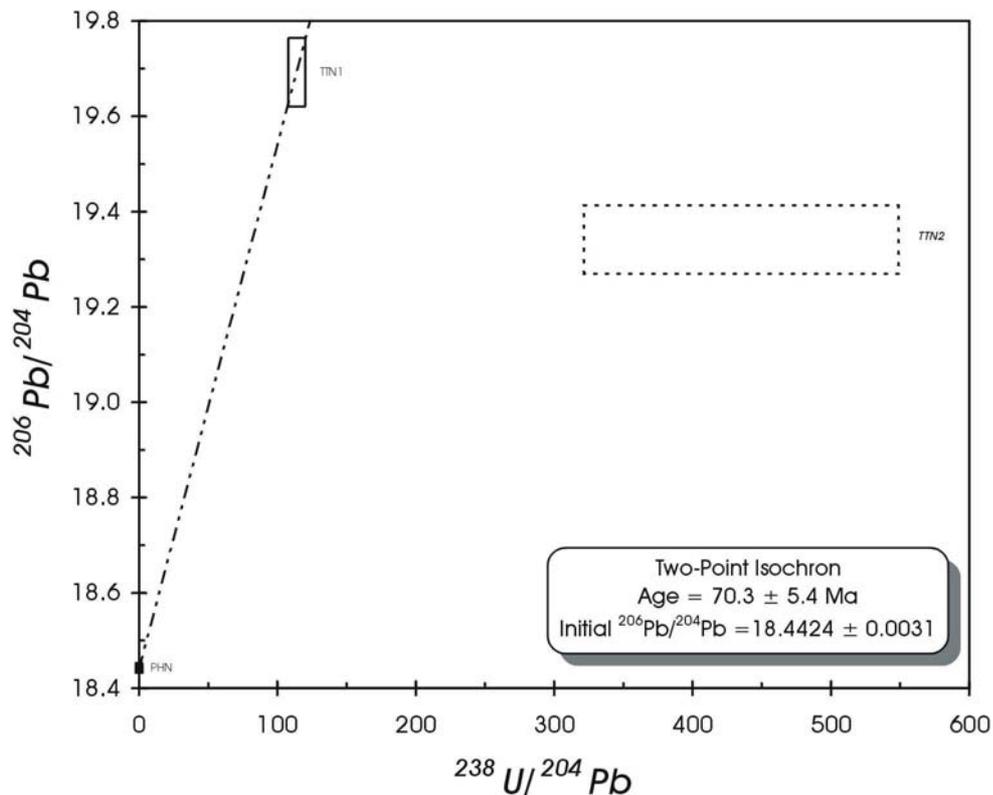
Dieses streuende Altersspektrum spiegelt in anschaulicher Weise die Möglichkeit von unterschiedlich alten Liefergebieten eines solchen siliziklastischen Gesteins des Kontinentalrandes wider. Eine genauere Bestimmung der "wahren Werte", sowie der Vielfalt der Eduktalter kann nur durch detaillierte SHRIMP-Messungen nicht-rekristallisierter Kernbereiche erzielt werden.

#### 5.5.1.3. Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232 (Titanit)

Bei den separierten Titanitkristallen handelte es sich um weißliche, nahe zu farblose, durchsichtige, xenomorphe bis hypidiomorphe Habitusformen. Es wurden zwei Präparate unterschieden: Titanitkristalle ohne Rutileinschluß (TTN1/OE) und Titanitränder um einen Rutilkern (TTN2/ME). Die Präparate wurden, wie im Abschnitt A3.4.3. unter [C] beschrieben, zur massenspektrometrischen Analyse vorbereitet, wobei die Titanitränder von den Rutilkernen durch partiellen Aufschluß des Präparats TTN2/ME voneinander getrennt wurden. Dazu war das Präparat ein bis zwei Wochen in einem Savillex-PTFE<sup>®</sup>-Becher auf der Heizplatte in der Reinluftkammer 24N HF ausgesetzt. Der so in Lösung gebrachte Titanit wurde durch Abpi

pettieren von dem Rutil getrennt und weiter behandelt. Bei der Messung von TTN2/ME kam es schon bei einer relativ niedrigen Filamenttemperatur von ca. 1090 °C nach dem ersten Meßblock (10 Spektren) zu einer Fraktionierung des Bleis. Bei Temperaturen unter 1250 °C kann es jedoch zu isobaren Interferenzen kommen (vgl. Abschnitt A3.4.5.). Aus diesem Grund wurde bei der Auswertung der Daten nicht weiter auf die Ergebnisse der Messung eingegangen.

Die Blei-, sowie die Uran-Isotopie des Präparats TTN1/OE konnte genauer bestimmt werden. Zusammen mit den Phengitdaten (S232/PHN) wurde eine 2-Punkt-Isochrone berechnet (Abb.5.5.4).

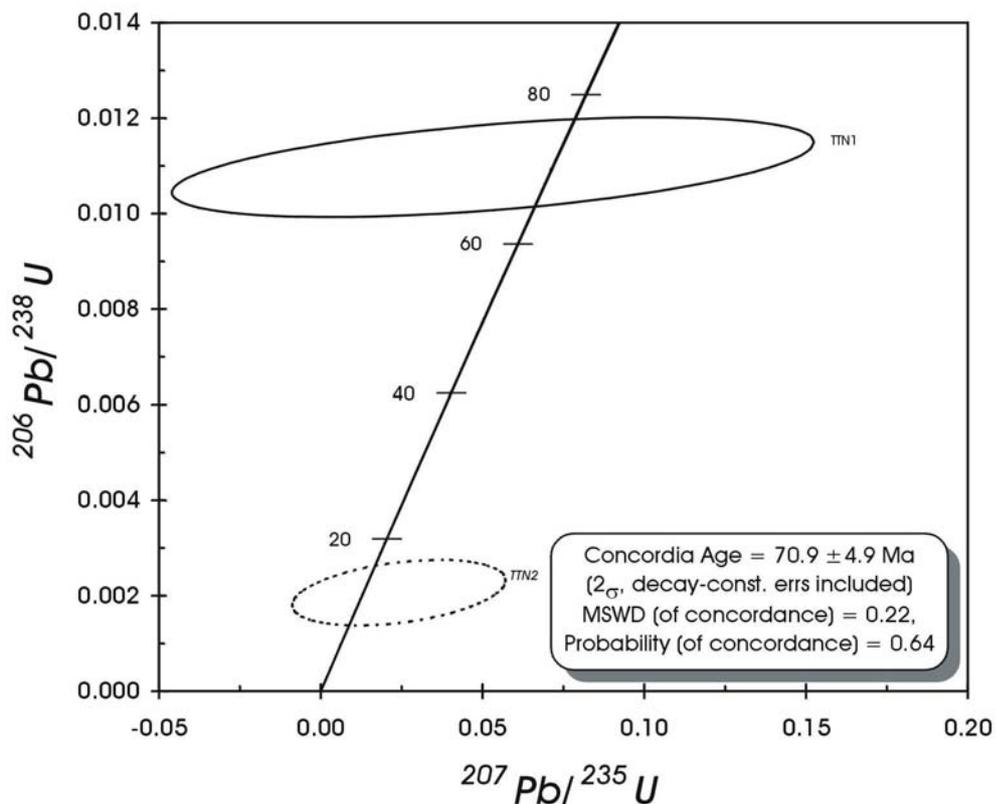


**Abbildung 5.5.4:** U-Pb-Isochronendiagramm ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) mit den Analysendaten von Phengit und Titanit aus der Probe S232 (2-Punkt-Isochrone PHN-TTN1/OE. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.5)

Wie ersichtlich wird, hat der Titanit aus Probe S232 ein niedriges  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis von ca. 19,3-19,6. Zum Vergleich seien an dieser Stelle Werte von ca. 280-3000 in präkambrischen Titaniten (MEZGER et al., 1991), aber auch Werte von 28-34 in vorwiegend phanerozoischen Titaniten (BOUNDY et al., 1997) genannt. Das niedrige  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis des Titanits bedeutet bei einem initialen  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis von ca. 18,4 (Phengit), daß der Titanit ein niedriges U/Pb-Verhältnis besitzt und/oder seit seiner Kristallisation relativ wenig Zeit verstrichen ist. Aufgrund relativ hoher Fehler des  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisses und nur

geringer Unterschiede im  $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis der Datenpunkte konnte keine sinnvolle  $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$ -Isochrone berechnet werden. Die Berechnung des  $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$ -Isochronenalters (PHN-TTN1/OE) ergab ein Datum von  $53 \pm 79$  Ma.

Die Berechnung eines Concordia-Alters der Analyse TTN1/OE bestätigt, wie Abbildung 5.5.5 zeigt, das  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ -Isochronenalter. Der geringe Anteil an radiogenem gegenüber gewöhnlichem Blei im Titanit erhöht den Einfluß der Korrektur für gewöhnliches Blei auf die Altersberechnung. Da jedoch mit den Pb-Daten von Phengit die initiale Pb-Isotopie hinreichend bekannt ist, basiert der berechnete Concordia-Alterswert auf einer guten Korrekturgrundlage.



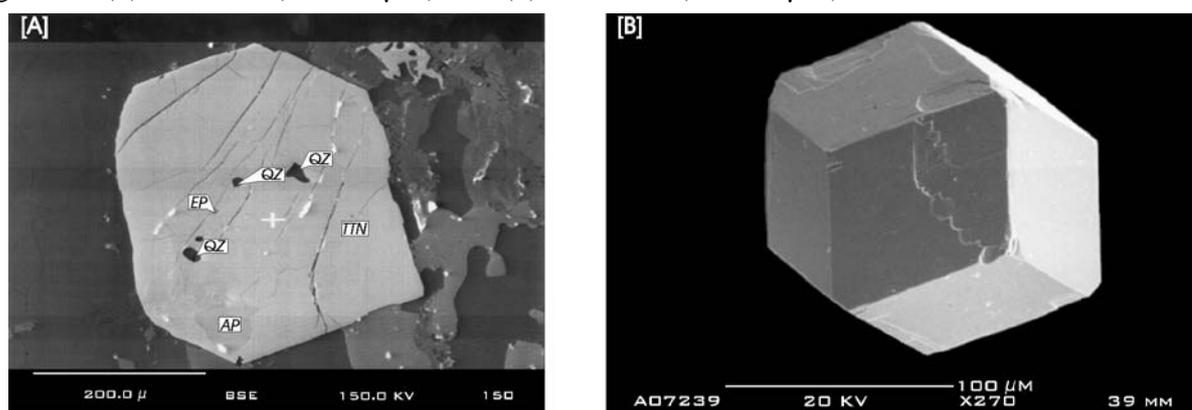
**Abbildung 5.5.5:** U-Pb-Concordiadiagramm mit den Analysendaten beider Titanitpräparate aus der Probe S232 (Das angegebene Concordia-Alter gilt nur für TTN1/OE. Die Fehlerellipsen entsprechen einem  $2\sigma$ -Vertrauensintervall. Korrektur für gewöhnliches Blei nach Phengitdaten. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.5)

### 5.5.2. Sm-Nd-Methode (Granat-Gesamtgestein)

Die Sm-Nd-Methode an Granat scheint bei Berechnung von Granat-Gesamtgestein-Isochronen prinzipiell geeignet, eine hochdruckfaziale Metamorphose zu datieren. Eklogitfaziale metamorphe Überprägungen wurden so z.B. von TONARINI et al. (1993), SCHMÄDICKE et al. (1995), CHAVAGNAC & BOR-MING JAHN (1996), BOUNDY et al. (1997) datiert. Grundvoraussetzungen für die erfolgreiche Anwendung der Sm-Nd-Methode sind hierbei:

- [1] deutlich höhere Sm/Nd-Verhältnisse im Granat im Vergleich zum Gesamtgestein (Fraktionierung der Seltenerdelemente);
- [2] eine isotopische Gleichgewichtsbeziehung zwischen Granat und Gesamtgestein; bzw.
- [3] die Anwesenheit mindestens einer Mineralphase, die mit Granat paragenetisch ist und somit mit diesem im isotopischen Gleichgewicht gestanden hat;
- [4] eine hohe analytische Genauigkeit bei der Bestimmung der isotopischen Verhältnisse (hauptsächlich des  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisses); und letztlich
- [5] eine vollständige Homogenisierung des Sm-Nd-Systems des metamorphen Gesteins durch ein signifikantes Überschreiten der Schließungstemperaturen aller Mineralphasen, einschließlich des Granats und somit Erfüllung von Punkt [2].

Um das thermische Ereignis, welches zu einer partiellen Rekristallisation der eklogit- und blauschieferfaziellen Zirkone und somit zu einem Bleiverlust geführt hat, genauer zu beschreiben, wurden ausgehend von den Erfahrungen in der genannten Literatur aus beiden Gesteinstypen (S145 und S232 bzw. S232/1) Granat-, Gesamtgesteins- und Phengitpräparate hinsichtlich ihrer Sm-Nd-Systematik analysiert. Dies geschah unter der Annahme, daß die Voraussetzung [5] erfüllt ist, da die Rekristallisation von Zirkon in beiden Proben beobachtet wurde. Zusätzlich wurde Klinopyroxen (Omphacit) aus dem Eklogit und blauer Amphibol (Glaukophan) aus dem Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit extrahiert. Bei dem Granat aus Probe S145 handelte es sich um sehr einschlußreiche Granatbruchstücke. Die Granatpopulation aus Probe S232 konnte zum einen in meist mittelgroße (100-500  $\mu\text{m}$ ), oft hypidiomorphe, einschlußreiche Granatkristalle (Abb. 5.5.6.A) mit poikiloblastischem Charakter und zum anderen in meist kleine (<60-160  $\mu\text{m}$ ), idiomorphe, einschlußfreie Granatkristalle (Abb. 5.5.6.B) unterteilt werden. Aufgrund dieses Unterschiedes wurden zwei Granatpräparate hergestellt: (1) GRT/OE (60-160  $\mu\text{m}$ ) und (2) GRT/ME (60-160  $\mu\text{m}$ ).



**Abbildung 5.5.6:** Granatkristalle der Proben S232 und S232/1 ([A] BSE-Bild eines ca. 350  $\mu\text{m}$  großen, einschlußreichen Granatkristalls, wie er auch in der Korngröße in S232/GRT/ME (60-160  $\mu\text{m}$ ) vorkam; [B] SE-Bild der Außenform eines Granatkristalls der Fraktion S232/GRT/OE (60-160  $\mu\text{m}$ ))

In den epidotisierten Bereichen der Probe S232 (S232/1) dominierten die einschlußreichen Granatkristalle (Abb. 5.5.6.A) gegenüber den einschlußfreien. Es wurden zwei weitere Granatproben einschlußreicher Granatkristalle analysiert: S232/1/GRT/ME1 (350-500 µm) und S232/1/GRT/ME2 (350-500 µm).

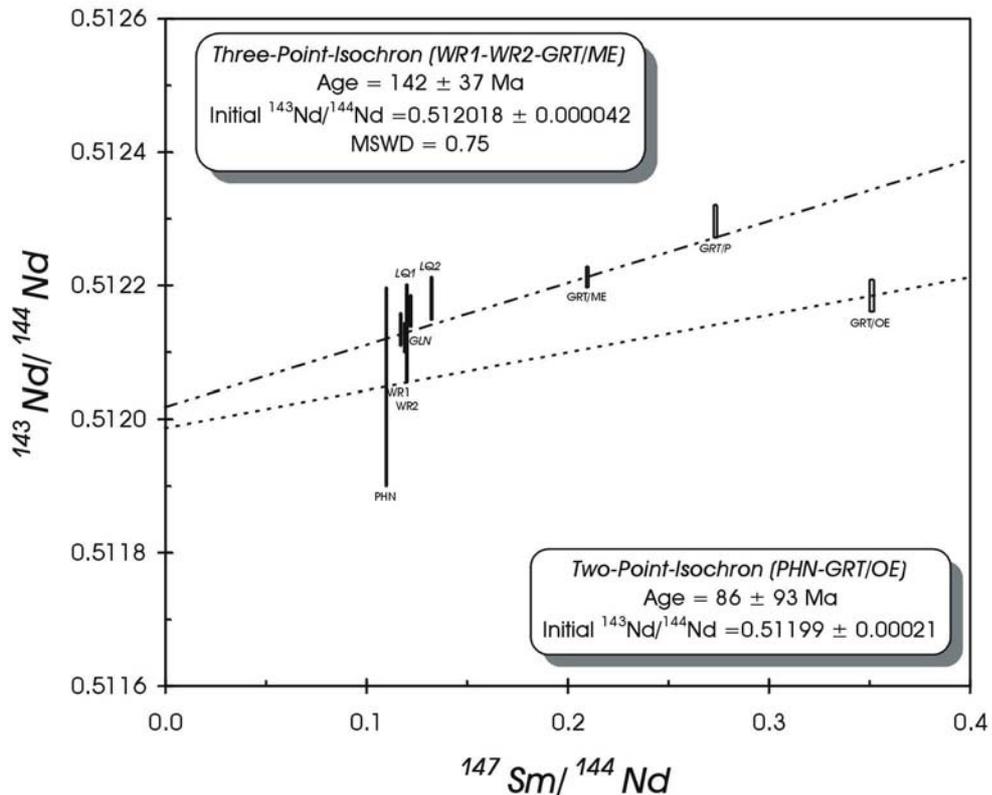
Von allen drei Gesteinsproben wurde außerdem testhalber ein zu ca. 90-95 % reines Granat-Präparat (Magnetabscheider) analysiert, um Sm-, Nd-Konzentrationen und Sm/Nd-Verhältnisse besser ab- bzw. einschätzen zu können. Diese Granatpräparate wurden nach einer gründlicheren ersten Reinigung (*“HF-leaching”* siehe Abschnitt A3.4.1) wie die anderen Granatpräparate behandelt und sind mit *“GRT/P”* bezeichnet worden.

Alle Granatpräparate wurden, wie im Abschnitt A3.4.1 beschrieben, von ihren Einschlüssen befreit. Die *“leach”*-Lösungen, Granat selbst, wie auch die übrigen Präparate wurden mit einem  $^{149}\text{Sm}/^{146}\text{Nd}$ -Mischspike versetzt und zur massenspektrometrischen Analyse vorbereitet (Abschnitt A3.4.3).

#### 5.5.2.1. Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232 (Granat-Gesamtgestein)

Eine deutliche Fraktionierung von Sm gegenüber Nd in den Granaten der Probe S232 ist nur bedingt zu beobachten. Die hier bei Konzentrationen von Sm: 0,99-1,5 ppm und Nd: 1,7-4,2 ppm bestimmten  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse in Granat von ca. 0,21-0,35 stellen allerdings die höchsten Werte im Vergleich zu den anderen zwei Proben dar. Bekannte  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse von Granat in Eklogiten und anderen hochdruckfaziellen Gesteinen bewegen sich in ähnlichen Größenordnungen (vgl. THÖNI & JAGOUTZ, 1991: ca. 0,3-1,7; TONARINI et al., 1993: ca. 0,3-1,5; CHAVAGNAC & BOR-MING JAHN, 1996: ca. 0,7-1,9; und BOUNDY et al., 1997: ca. 0,3). Ein wesentlicher Grund für die niedrigen  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse könnte in der stofflichen Zusammensetzung der Granate liegen. Ca-ärmere Granate fraktionieren Sm stärker gegenüber Nd als Ca-reichere (MEZGER, pers. Mitteilung). Wie im Abschnitt 5.2. beschrieben, haben die Granate aus Probe S232 mit ca. 23 % eine relativ hohe Grossularkomponente gegenüber einer Almandinkomponente von ca. 56-64 %. Eine zweite Möglichkeit zur Erklärung niedriger  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse könnte ebenfalls sein, daß die Entfernung von Mineraleinschlüssen durch die *“leach”*-Prozedur nicht zu 100 % erfolgreich war (vgl. ZHOU & HENSEN, 1995; DEWOLF et al., 1996). Besonders Epidot/Klinozoisit könnte als Einschlußphase erhöhte Nd-Konzentrationen, sowie ein niedrigeres  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis haben.

Die Granatpräparate GRT/ME und GRT/P liefern Datenpunkte, die auf einer gemeinsamen Isochrone mit den Gesamtgesteinsdaten zu liegen kommen. Der Datenpunkt für GRT/OE liegt deutlich unterhalb dieser Isochrone (Abb. 5.5.7).



**Abbildung 5.5.7:** Sm-Nd-Granat-Gesamtgestein- bzw. Sm-Nd-Granat-Mineral-Isochronen der Probe S232 (Die Fehlerboxen entsprechen einem  $2\sigma$ -Vertrauensintervall bzw. der Reproduzierbarkeit. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.4)

Da es sich bei GRT/P nicht um ein handverlesenes Präparat handelt, konnte nicht mit vollständiger Sicherheit ausgeschlossen werden, daß es zur Vermischung unterschiedlich alter Komponenten gekommen ist. Aus diesem Grund wurden die Analysendaten dieses Präparats nicht zur Auswertung herangezogen. Die Berechnung einer Isochrone unter Einbeziehung der Analysendaten von WR1, WR2, GRT/ME ergab ein Datum von  $142 \pm 37$  Ma. Der  $2\sigma$ -Fehler der Altersberechnung ist bei einer maximalen Spreizung im  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von ca. 0,10 verhältnismäßig klein, da der analytische Fehler bei der Bestimmung der  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse generell unter 0,005 % bleibt.

Ein geologisch nicht relevantes Datum ( $37 \pm 19$  Ma) würde hingegen von der Isochrone (WR1-WR2-GRT/OE) beschrieben werden. Dieses Datum ist geologisch deshalb nicht nachzuvollziehen, da KANCHEV (1978) von ersten klastischen Schüttungen hochgradig metamorpher Gesteine des Escambray Massivs in angrenzende Becken (Cabaiguan und Cienfuegos) schon im Oberen Eozän berichtet. Somit sind die Gesteine ab ca. 45 Ma in oberflächennahen Bereichen angekommen, was auch durch die geochronologischen Daten im Abschnitt 5.6. gestützt wird.

Eine Möglichkeit zur sinnvollen Interpretation der Daten für GRT/OE ergibt sich unter der Annahme, daß dieser Granat nicht zur selben Zeit gewachsen ist wie die Mineralphasen, wel-

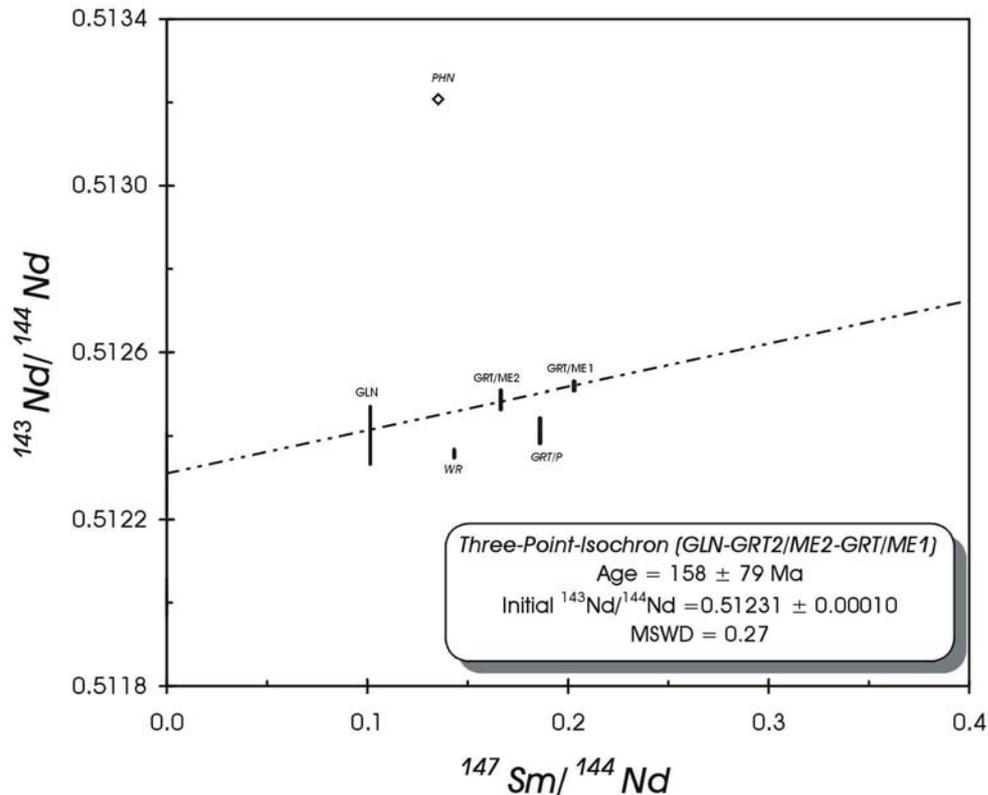
che die isotopische Zusammensetzung des Gesamtgesteins dominieren. Aus diesem Grund wurde nach einer Mineralphase gesucht, die mit dem einschlußfreien Granat isotopisch in Beziehung gestanden haben könnte. Dies könnte nach GREVEL (pers. Mitteilung) eine zweite Generation von Phengit sein. In der Tat liegt der gemessene Datenpunkt des Phengits etwas, allerdings bei dem hohen analytischen Fehler des  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisses nicht signifikant, unterhalb der Granat-Gesamtgestein-Isochrone ( $142\pm 37$  Ma). Die Berechnung einer 2-Punkt-Isochrone (PHN-GRT/OE) ergab ein Datum von  $86\pm 93$  Ma. Der damit verknüpfte extrem hohe Altersfehler ist Ausdruck des hohen analytischen Fehlers des  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisses von Phengit bei einer Spreizung im  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis zwischen den Datenpunkten PHN und GRT/OE von 0,24 und der Tatsache, daß dieses Datum nur von zwei Mineralanalysen definiert wird.

#### 5.5.2.2. Epidotisierte Bereiche im Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232/1 (Granat-Gesamtgestein)

Auch bei den beiden Granatpräparaten GRT/ME1 und GRT/ME2 aus den epidotisierten Bereichen der Probe S232 sind, wie schon angedeutet, niedrige  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse bestimmt worden. Sie liegen in der Größenordnung von 0,17-0,20 bei Konzentrationen von Sm: 4,15-4,35 ppm und Nd: 12,4-15,2 ppm. Dies läßt im allgemeinen schon eine höhere Unsicherheit des zu berechnenden Datums vermuten.

Außerdem scheint hier ein isotopisches Ungleichgewicht zwischen Granat und Gesamtgestein vorzuliegen. Die Berechnung eines Isochronendatums (WR-GRT/ME1-GRT/ME2) würde zu einem sinnlosen Wert von  $407\pm 1400$  Ma führen, der durch einen relativ hohen MSWD- (*“mean squared weighted deviates”*) Wert von ca. 26 gekennzeichnet wäre.

Da der Datenpunkt von Glaukophan in Abbildung 5.5.7 ebenfalls nahe der Gesamtgesteinsisotopie bzw. der Granat-Gesamtgestein-Isochrone liegt und somit noch die höchste Wahrscheinlichkeit gegeben ist, daß der Glaukophan mit dem Granat im isotopischen Gleichgewicht gestanden hat, wurde er zur Isochronenberechnung mit herangezogen. Danach ergibt sich ein Isochronendatum (GLN-GRT/ME1-GRT/ME2) von  $159\pm 79$  Ma. Das Isochronendiagramm mit Analysendaten und Berechnungen ist in Abbildung 5.5.8 dargestellt.

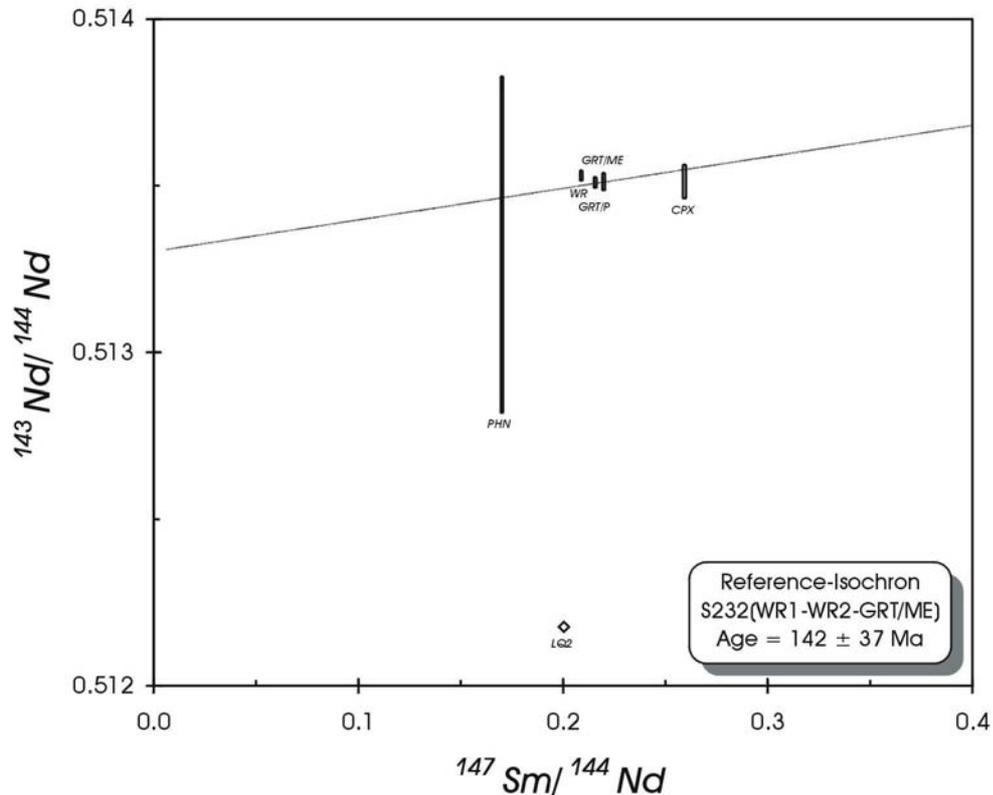


**Abbildung 5.5.8:** Sm-Nd-Granat-Mineral-Isochrone der Probe S232/1 (Die Fehlerboxen entsprechen einem  $2\sigma$ -Vertrauensintervall bzw. der Reproduzierbarkeit. Auf die Angabe der  $2\sigma$ -Fehler der einzelnen Verhältnisse wurde aufgrund der Größe beim Phengit – PHN verzichtet. Er entspricht beim  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ca. 0,4 %. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.4)

Das aus dem Anstieg der Isochrone errechnete Datum ist aufgrund eines relativ hohen analytischen Fehlers bei der Messung des  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisses von Glaukophan (ca. 0,01 %) bei einer maximalen Spreizung im  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0,10 zwischen Glaukophan und Granat wesentlich ungenauer bestimmbar, als das bei der Probe S232 der Fall war.

#### 5.5.2.3. Eklogit – S145 (Granat-Gesamtgestein)

Auch bei diesem Gestein bewegen sich die  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse von Granat in dem erwähnten Bereich um 0,2 (Konzentrationen - Sm: 0,65-0,72 und Nd: 1,8-2,0). Allerdings tritt hier der Fall ein, daß das Gesamtgestein ebenfalls ein  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von ca. 0,2 aufweist. Somit entfällt die Möglichkeit der Berechnung einer Granat-Gesamtgestein-Isochrone. Das Gesamtgestein steht perfekt mit Granat im isotopischen Gleichgewicht; die Nd-Isotopien sind identisch! Auch die Nd-Isotopien der anderen untersuchten Mineralphasen sind im Rahmen der Fehlergrenzen identisch. In Abbildung 5.5.9 ist deshalb lediglich eine Referenzisochrone mit dem selben Anstieg wie die Granat-Gesamtgestein-Isochrone der Probe S232 dargestellt.



**Abbildung 5.5.9:** Sm-Nd-Analysendaten der Probe S145 und Referenzisochrone (WR1-WR2-GTR/ME) der Probe S232 (Die Fehlerboxen entsprechen einem  $2\sigma$ -Vertrauensintervall bzw. der Reproduzierbarkeit. Auf die Angabe der  $2\sigma$ -Fehler der isotopischen Verhältnisse wurde aufgrund der Größe bei der "leach"-Flüssigkeit – LQ2 verzichtet. Er entspricht beim  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ca. 0,3 %. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.4)

### 5.5.3 Diskussion der Ergebnisse der geochronologischen Untersuchungen – Teil 1

Die Anwendbarkeit der Sm-Nd-Methode wird durch die in Abschnitt 5.5.2 definierten fünf Grundvoraussetzungen stark eingeschränkt. So versagt die Methode aufgrund der Nichterfüllung von [1] bei dem Eklogit S145 komplett. Bei der Probe S232/1 ist [2] nicht, sowie [3] und [4] nur in begrenztem Maße erfüllt. Bei dem Granat S232/GRT/OE ist [1] noch am besten, [3] wahrscheinlich, [4] nicht und [2] ganz und gar nicht erfüllt. Die wahrscheinlich günstigsten Voraussetzungen besitzt der Granat S232/GRT/ME.

Diese isotopischen Disequilibriumsbeziehungen hängen ursächlich mit der in Abschnitt 5.5.2 definierten letzten fünften Grundvoraussetzung zusammen. Da alle drei Proben die Grundvoraussetzung [5] nicht bzw. wahrscheinlich nicht vollständig erfüllen, ist bei Gesteinen, die eine Metamorphosetemperatur von nur maximal ca. 560 bzw. 615° C erfahren haben, die Anwendbarkeit der Sm-Nd-Methode (Granat-Gesamtgestein) zur Datierung der HP-Metamorphose grundsätzlich in Frage stellt. Der Grund dafür ist, daß die Schließungstemperatur des Sm-Nd-Systems in Granat im Vergleich zu den erreichten Metamorphosetemperaturen höher ist ( $T_c$  bei  $600\pm 30$  °C nach MEZGER et al., 1992 bzw.  $\geq 700$  °C nach ZHOU & HENSEN, 1994; 1995). Somit erreichen die metamorphen Bedingungen der blauschieferfaziellen Probe S232 nicht ganz den Temperaturbereich, in dem eine Öffnung des Sm-Nd-

Systems anzunehmen ist. Folglich reequilbriert das Sm-Nd-System des Granats wahrscheinlich nicht vollständig. Solche bzw. ähnliche isotopische Ungleichgewichte in eklogitfaziellen Gesteinen werden z.B. schon in SCHMÄDICKE et al. (1995) für den Erzgebirgs-Kristallin-Komplex angedeutet bzw. von NIETO et al. (1997) für den Mulhacen-Komplex der Betischen Kordilliere in Spanien diskutiert.

Die Sm-Nd-Systematik des Granats GRT/ME dürfte demnach ein Kristallwachstum unterhalb von Temperaturen von  $600\pm 30$  °C (Schließungstemperatur nach MEZGER et al., 1992) zeitlich definieren und nicht dessen Abkühlung auf diese Temperaturen nach maximal erreichten metamorphen Bedingungen. Eine ausgeprägte Elementzonierung der poikiloblastischen Granate ist zwar nicht nachgewiesen, jedoch nimmt, wie im Abschnitt 5.2. berichtet wurde, der Eisengehalt gegenüber dem Mangengehalt vom Kern zum Rand hin geringfügig zu. So könnte es gut möglich sein (vgl. MEZGER et al., 1992 – "Granatwachstumsalter"), daß das Sm-Nd-Isochronenalter von Granat GRT/ME Altersinformation des prograden Zweigs der Metamorphoseentwicklung bzw. einer noch älter Komponente widerspiegelt. THÖNI & MILLER (1996) berichten sogar, daß das Sm-Nd-System in magmatischen Granat intensive Deformation bei minimalen P-T-Bedingungen von 600 °C bei >10 kbar überlebte. Da es sich bei dem blauschieferfaziellen Quarzit S232 um ein Meta-Sediment handelt, ist eine metamorphe Entstehung des Granats GRT/ME vorauszusetzen, ob dieser jedoch während der untersuchten HP-Metamorphose oder während eines früheren thermometamorphen Ereignisses gewachsen ist, kann nicht genau gesagt werden.

Der einschlußfreie Granat (GRT/OE) definiert, zusammen mit dem U-Pb-Datum des Titanits von ca.  $71\pm 5$  Ma recht ungenau ( $86\pm 93$  Ma) wahrscheinlich einen Zeitpunkt, zu dem sich Granat GRT/OE und Titanit TTN/OE unterhalb der Schließungstemperaturen (Kristallwachstum) des jeweiligen isotopischen Systems gebildet haben. Das U-Pb-System des Titanits hat wahrscheinlich eine vergleichbare bzw. höhere Schließungstemperatur ( $T_c=500-670$  °C – MEZGER, 1990;  $600-650$  °C – MEZGER et al., 1992 bzw.  $650-700$  °C – BOUNDY et al., 1997) als das Sm-Nd-System in Granat. Deshalb werden auch diese beiden Altersdaten als Wachstumsalter interpretiert.

Erstaunlich scheint in diesem Zusammenhang jedoch die Feststellung, daß das Sm-Nd-Isochronenalter von Granat S232/GRT/ME ( $142\pm 37$  Ma) mit dem unteren Schnittpunktalter (LCI-Alter) der U-Pb-Daten von Zirkon der Probe S145 ( $148\pm 5$  Ma) zusammenfällt. Das LCI-Alter von  $148\pm 5$  Ma wird am genauesten durch den Datenpunkt 3370 definiert (Abb. 5.5.1). Aufgrund der hohen Diskordanz der Daten und der Beobachtung, daß die rundlich-sphärischen Zirkonpopulationen, die das LCI-Alter anscheinend bestätigen, den höchsten Grad an Rekristallisation aufweisen, wird dieses Datum als Zeitpunkt eines Bleiverlustes während einer Rekristallisation interpretiert. Es wird somit die Schlußfolgerung gezogen, daß ein Bleiverlust bei der Rekristallisation (nach MEZGER & KROGSTAD, 1997 bei ca.  $600-650$  °C) der Zirkone auf eine thermische Überprägung zurückzuführen ist, welche mit dem

Sm-Nd-Alter von Granat S232/GRT/ME (mögliches Granatwachstum um  $142 \pm 37$  Ma) mehr oder weniger gut korreliert. Ob oder in welchem Zusammenhang dieses thermische Ereignis zu der HP-Metamorphose steht oder ob es sich um ein eigenständiges, früheres metamorphes Ereignis handelt, kann allerdings nicht gesagt werden. Eine mögliche Fortsetzung HP-metamorpher Bedingungen über einen Zeitraum von maximal ca. 77 Ma (von vor 148-142 bis 86-71 Ma) erscheint jedoch höchst unwahrscheinlich. Bei einer Verweildauer von ca. 77 Ma in Tiefen von ca. 60 km müßte es unweigerlich zu einer thermischen Relaxion und einer damit verbundenen Aufheizung der hochdruckfaziellen Gesteine kommen. Hierfür gibt es jedoch keinerlei Anzeichen.

Zusammenfassend muß grundsätzlich festgestellt werden, daß die konventionelle U-Pb-Methode an Zirkon bzw. Titanit und die Sm-Nd-Methode an Granat unter diesen Umständen wenig geeignet sind, den Zeitpunkt der HP-Metamorphose zu datieren. Dies ist eine klare Absage an die hier zur Anwendung gelangten Datierungsmethoden zur zeitlichen Beschreibung junger, niedrig-temperierter eklogit- bzw. blauschieferfazieller Gesteine. Als wesentliche Probleme sind zu nennen:

#### U-Pb (Zirkon):

- [A] ein unterschiedlich stark gestörtes U-Pb-System in Zirkon (möglicher mehrfacher Bleiverlust!);
- [B] Polyphasigkeit sowohl von Zirkonfraktionen als auch von Einzelkristallen;
- [C] wahrscheinlich geringer primärer Einbau von U/Th in die Zirkone des Eklogits aufgrund des Primärchemismus des Gesteins (geringer Anteil an radiogenem Blei);
- [D] extrem geringe Blei<sub>(gesamt)</sub>-Konzentrationen aufgrund des zusätzlichen Bleiverlusts während der Rekrystallisation;

#### Sm-Nd (Granat-Gesamtgestein):

- [A] grundsätzlich geringe Seltenerdfraktionierung in Granat;
- [B] die Existenz einer großen Anzahl unterschiedlicher seltenerdelementreicher Einschlußphasen in Granat;
- [C] die sich aus [A] bzw. [B] ergebende geringe Spreizung im  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis;
- [D] Disequilibriumsbeziehungen aufgrund unvollständiger, isotopischer Reequilibration des Granates, da die Schließungstemperatur für Sm-Nd (Granat) nicht überschritten wurde.

Möglicherweise könnte durch den Einsatz der Lu-Hf Methode (vgl. DUCHENÉ et al., 1996, 1997) an dem eklogitfaziellen Granat eine genauere zeitliche Eingrenzung der HP-Metamorphose erreicht werden. Außerdem könnten mit der SHRIMP-Methode an Zirkon sowohl die Spektren möglicher Precursor-Alter, welche in beiden Gesteinen durch die verschiedenen

UCI-Alter beschrieben werden, als auch der Zeitpunkt des Bleiverlusts durch Rekrystallisation und dessen Bedeutung besser bestimmt werden (vgl. RUBATTO et al., 1999).

Anhand der hier vorgestellten Daten und den erwähnten Problemen ihrer Interpretation kann lediglich einschränkend gesagt werden, daß es anscheinend schon um ca. 148-142 Ma zu einem möglichen Granatwachstum (S232/GRT/ME) gekommen ist und mehr oder weniger zeitgleich zu einer Rekrystallisation, verbunden mit einer teilweisen Reequilibrierung des U-Pb-Systems von Zirkon (S145). Die Frage, welche geologische Bedeutung diese älteren Alterswerte haben bzw. ob sie überhaupt eine solche besitzen, ist jedoch nicht zufriedenstellend zu beantworten.

Da sowohl der Granat GRT/OE als auch der Titanit TTN/OE höchstwahrscheinlich unterhalb der Schließungstemperaturen der betreffenden isotopischen Systeme gewachsen sind, läßt sich auch hier keine eindeutige geologische Interpretation dieser jüngeren Alterswerte von 86-71 Ma (Sm-Nd-System GRT/OE und U-Pb-System TTN/OE) geben. Allerdings stellen sie, wie im folgenden Abschnitt 5.6. berichtet wird, zusammen mit den Ergebnissen der Rb-Sr-Methode an Phengit eine zeitliche Konvergenz auf das Alter der HP-Metamorphose dar.

## **5.6. Geochronologische Untersuchungen – Teil 2**

In diesem Kapitel sind die geochronologischen Ergebnisse, die die Abkühlgeschichte der untersuchten, hochgradig metamorphen Gesteine beschreiben, zusammenfassend präsentiert und diskutiert. Es handelt sich dabei im einzelnen um die Ergebnisse der Rb-Sr-Methode, sowie der  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode an Phengit und der Spaltspuren-Methode an Zirkon und Apatit.

### **5.6.1. Rb-Sr-Methode (Phengit)**

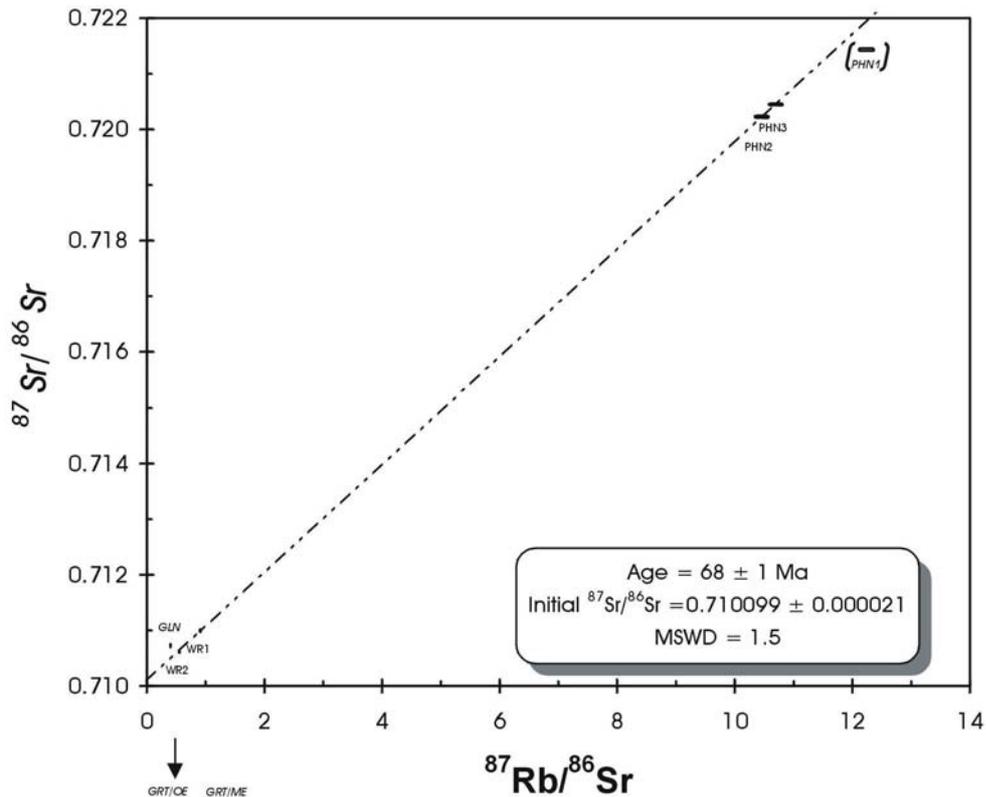
Da es sich bei der Rb-Sr-Methode (ebenso wie bei der Sm-Nd-Methode) um eine Isochronen-Methode der Datierung handelt, gelten für metamorphe Gesteine ebenfalls die oben im Abschnitt 5.6.2 beschriebenen Grundvoraussetzungen [1] bis [5], allerdings auf die Rb-Sr-Methode bezogen (vgl. FAURE, 1986). Allerdings steht mit relativ kaliumreichem Hellglimmer (Phengit) eine Mineralphase zur Verfügung, die in weitaus höherem Maße Rb gegenüber Sr fraktioniert, als dies bei Sm und Nd in Granat der Fall ist. Unter dieser Voraussetzung ist die Anwendung des Rb-Sr-Systems auf Phengit zur Bestimmung von Abkühlaltern hochgradig metamorpher Gesteine besonders attraktiv. So wird in der Literatur von ausreichend hohen  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen in hochdruckfaziellen Hellglimmern (wie Phengit) berichtet, z.B. von Werten zwischen 2,56 und 4,42 aus Eklogiten der Sau- und Koralpe (THÖNI & JAGOUTZ, 1992); Werte um 4,34 aus Eklogiten des Himalajas (TONARINI et al., 1993) und von Verhältnissen von 2,00 bis 5,15 aus coesitführenden Eklogiten des Bixiling Komplexes im Dabie Shan Gebirge (CHAVAGNAC & BOR-MING JAHN, 1996). Allerdings wird auch schon in THÖNI & JAGOUTZ (1992) darauf hingewiesen, daß eklogitfazielle Minerale oft

Disequilibriumsbedingungen hinsichtlich ihrer Rb-Sr-Systematik anzeigen können. Die hier präsentierten Ergebnisse, besonders die der blauschieferfaziellen Gesteine zeigen, daß bei relativ hohen  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen gute Voraussetzungen zur Bestimmung von Rb-Sr-Alter gegeben sind, wogegen die Voraussetzungen bei eklogitfaziellen Gesteinen nicht ganz so günstig sind.

Grundsätzlich ist anzumerken, daß viele Analysen (z.B. Granat, Glaukophan, Klinopyroxen, Phengit, etc.) zusammen auf ihre Sm-Nd- und Rb-Sr-Systematik hin untersucht wurden, d.h. ein und die selbe Probe wurde sowohl mit einem  $^{149}\text{Sm}/^{146}\text{Nd}$ -Mischspike als auch mit einem  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Mischspike versetzt (siehe Abschnitt A3.4.3). Diese gemeinsame Probenbehandlung führte bei Phengit, aufgrund der für die Sm-Nd-Analytik angewandten Reinigungsprozedur der Mineralpräparate mit HCl (Entfernung von REE-reichen Phosphatphasen) zu einer Verfälschung der Rb-Sr-Isotopie derselben. Die betroffenen Phengitanalysen sind in den Isochronendiagrammen zwar in Klammern mit dargestellt, wurden jedoch nicht in die Altersberechnung einbezogen. Außerdem ist zu erwähnen, daß Mineralphasen mit geringen bis sehr geringen Sr-Konzentrationen (in diesem Fall Granat) auf Wolfram- statt auf Tantalfilamente für die massenspektrometrische Messung geladen wurden (Abschnitt A3.4.5.). Dies kann bei niedrigen zu analysierenden Sr-Mengen (bis <100ng) hohe Ionenstromsignale (von einigen Volt) über einen längeren Meßzeitraum (einige Stunden) sichern. Somit konnte mitunter eine höhere Genauigkeit bei der Sr-Isotopie-Bestimmung erzielt werden, was besonders bei Granat wichtig war. Allerdings mußte auf diese  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte zusätzlich zur exponentiellen Massenfraktionierungskorrektur eine Korrektur auf den Isotopiestandard-Sollwert um einen Faktor von 0,999895 (vgl. Abschnitt A3.4.5. sowie Abb. A3.4.1.-3.) vorgenommen werden.

#### 5.6.1.1. *Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232 (Phengit)*

Bei dieser Probe wurden zusätzlich zu den Präparaten, welche auch schon hinsichtlich ihrer Sm-Nd-Systematik behandelt wurden, zwei weitere Phengitpräparate (PHN2 und PHN3) isotopenanalytisch bearbeitet. Dies war erforderlich, da, wie schon erwähnt, das Rb-Sr-System des Phengitpräparats (Sm-Nd-Abtrennung), aufgrund der Behandlung mit HCl während der Waschprozedur offensichtlich gestört wurde und es somit höchstwahrscheinlich zu einem laborinduzierten Sr-Verlust gekommen ist. Der Datenpunkt dieses Phengitpräparats (PHN1) liegt in der Abbildung 5.6.1 nicht auf der Isochrone, die von diesen beiden Phengitpräparaten und den Gesamtgesteinspräparaten definiert wird (Abb. 5.6.1).



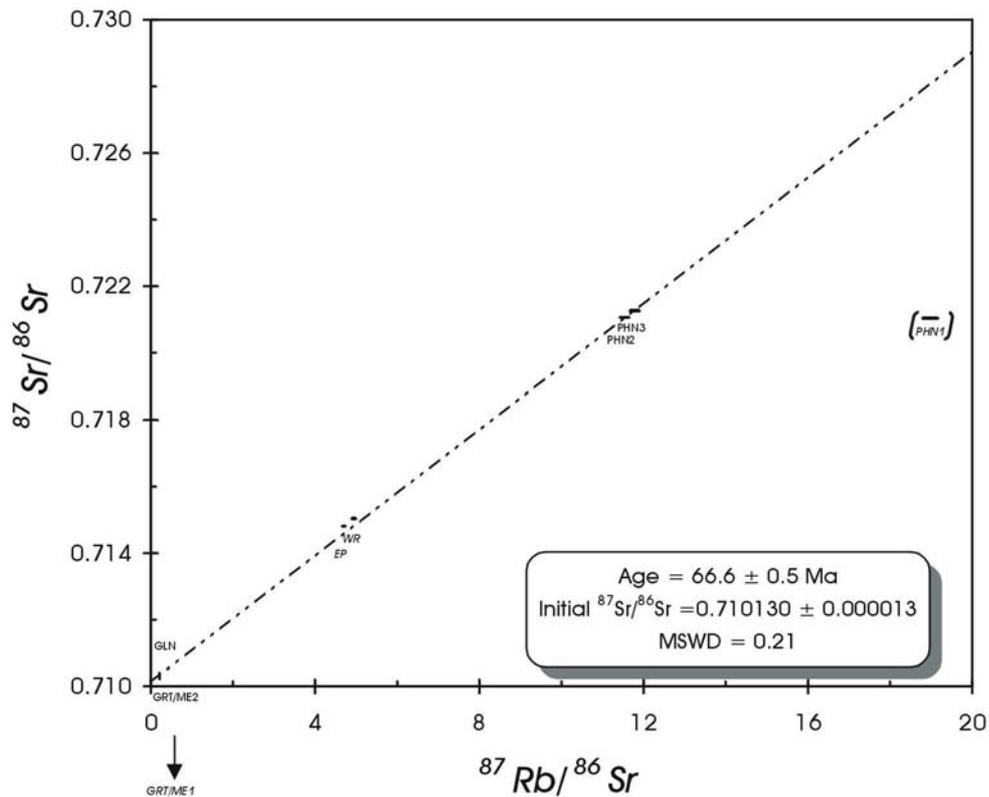
**Abbildung 5.6.1:** Rb-Sr-Phengit-Gesamtgestein-Isochrone der Probe S232 (Die Fehlerboxen entsprechen einem  $2\sigma$ -Vertrauensintervall bzw. der Reproduzierbarkeit. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.3)

Die Berechnung der (4-Punkte)-Phengit-Gesamtgestein-Isochrone ergab ein Isochronenalter von  $68 \pm 1$  Ma (ISOPLOT – MODEL 1 nach YORK, 1969) und ist mit einem MSWD-Wert von 1,5 hinreichend gut definiert. Der Datenpunkt der Glaukophananalyse (GLN) liegt dicht bei denen des Gesamtgesteins, die Berechnung einer (5-Punkte)-Phengit-Gesamtgestein-Glaukophan-Isochrone ergibt ein Datum von  $67,5 \pm 2,4$  Ma (ISOPLOT – MODEL 3 nach MCINTYRE, 1966). Dieses Datum wird durch einen sehr hohen MSWD-Wert von ca. 50 definiert und stellt somit eine „errorchron“ dar. Außerdem legt die Verwendung des Berechnungsalgorithmus nach MCINTYRE (1966), welcher eine Streuung der Daten aufgrund des analytischen Fehlers und einer signifikanten geologischen Variation annimmt, die Vermutung nahe, daß der Glaukophan nicht vollständig mit dem Gesamtgestein bzw. dem Phengit im isotopischen Gleichgewicht gestanden hat. Eine Berechnung einer Phengit-Mineral-Isochrone nur unter Verwendung des Glaukophans würde hingegen zu einem Datum von  $66,5 \pm 0,5$  Ma führen. Wie jedoch der Vergleich der drei Alterswerte zeigt, ist die Abweichung der Alterswerte voneinander mit maximal 1,5 Ma eher gering bzw. die einzelnen Alterswerte sind im Fehler deckungsgleich. Unter der Annahme, daß Glaukophan nicht vollständig mit Phengit im isotopischen Gleichgewicht stand, wird davon ausgegangen, daß das (4-Punkt)-Phengit-Gesamtgestein-Isochronenalter für die Probe S232 durchaus repräsentativ ist.

Leider kam es bei den Sr-Messungen der beiden Granatfraktionen (GRT/OE und GRT/ME) bei verhältnismäßig geringen zu analysierenden Sr-Mengen (GRT/OE: ca. 50 ng, GRT/ME: ca. 110 ng) und hohen Verhältnissen von Intensität<sub>[85]</sub>/ Intensität<sub>[86]</sub> während der Messung zu einem großen Einfluß der Korrektur isobarer Interferenzen (vgl. Abschnitt A3.4.5) auf die Bestimmungen der  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse. So betrug die Korrektur, d.h. der Betrag, der aufgrund der isobaren Überlagerung von  $^{87}\text{Rb}$  und  $^{87}\text{Sr}$  von der gemessenen (Gesamt)-Intensität<sub>[87]</sub> abgezogen werden mußte, bei GRT/OE ca. 10 % und bei GRT/ME sogar ca. 69 %. Unter diesen Umständen kann es, wie unter anderem auch GLODNY (1997) berichtet, zu einer erheblichen Verfälschung der Ergebnisse kommen. Hier hätte gegebenenfalls ein säulenchromatographischer Nachreinigungsgang zu einer reinen ("Rb-freien") Sr-Analyse und somit zu einer verwertbareren Bestimmung des  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis geführt. Die Datenpunkte der beiden Granatanalysen liegen aufgrund dieser Tatsache außerhalb der Darstellung in Abbildung 5.6.1 (vgl. Tabelle A2.3.3 kursiv dargestellte Daten). Somit konnte trotz des Einsatzes der Tantalfluorid-Ladetechnik auf Wolframbändchen (vgl. Abschnitt A3.4.4) keine Aussage zur Rb-Sr-Systematik der beiden Granatfraktionen getroffen werden.

#### 5.6.1.2. Epidotisierte Bereiche im Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232/1 (Phengit)

Auch bei der Probe S323/1 wurden zusätzlich zu den Analysen aus der Sm-Nd-Abtrennung zwei weitere Phengitpräparate (PHN2 und PHN3) bearbeitet. Wie bei der Probe S232 ist das Rb-Sr-System des Phengits (PHN1) aus schon genanntem Grund deutlich gestört (Abb. 5.6.2). Außerdem wurde ein Epidot/Zoisit-Präparat (EP) analysiert. Dieses grünliche Mineralgemisch dominiert die grünen Bereiche innerhalb der Probe S232 und könnte Anlaß dazu sein, daß die Sm-Nd-Systematik des Gesamtgesteins in Abbildung 5.5.7 offensichtlich nicht im isotopischen Gleichgewicht mit dem Granat stand. Auch in Hinsicht auf die Rb-Sr-Systematik streuen die Daten etwas, so daß das Gesamtgestein (WR) und der Epidot etwas abseits einer (4 Punkte)-Phengit-Mineral-Isochrone (GRT/ME2-GLN-PHN2-PHN3) liegen (Abb. 5.6.2).



**Abbildung 5.6.2:** Rb-Sr-Phengit-Mineral-Isochrone der Probe S232/1 (Die Fehlerboxen entsprechen einem  $2\sigma$ -Vertrauensintervall bzw. der Reproduzierbarkeit. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.3)

Das berechnete Isochronenalter von  $66,6 \pm 0,5$  Ma (ISOPLOT – MODEL 1) wird durch einen niedrigen MSWD-Wert von 0,21 bestätigt. Allerdings liegen die Datenpunkte der Analysen des Gesamtgesteins und des Epidot/Zoisit-Präparats nicht sehr weit entfernt von der (4-Punkt)-Isochrone, so daß sich die Frage stellt, welchen Einfluß diese beiden Datenpunkte auf den Anstieg bzw. auf den Alterswert der Isochronenberechnung haben. Die Berechnung einer (6-Punkt)-Isochrone unter Berücksichtigung dieser beiden Datenpunkte (GRT/ME2-GLN-EP-WR-PHN2-PHN3) erfordert den “MODEL 3”-Berechnungsansatz nach MCINTYRE (1966) und führt zu einem Datum von  $66,5 \pm 2,5$  Ma bei einem hohen MSWD-Wert (ca. 20). Ähnlich wie bei Probe S232 für Glaukophan diskutiert, wird auch hier davon ausgegangen, daß das Gesamtgestein (dominiert von Epidot/Zoisit) nicht vollständig im isotopischen Gleichgewicht mit dem Phengit gestanden hat. Allerdings scheint es aufgrund des relativ hohen Rb/Sr-Verhältnisses wahrscheinlich, daß es sich nicht um ein reines Epidot/Zoisit-Präparat gehandelt hat, sondern daß eine weitere, K-reichere Phase (möglicherweise Phengit) anwesend war. Da Glaukophan in Probe S232 ebenfalls nicht vollständig mit dem Gesamtgestein im isotopischen Gleichgewicht gestanden hat, es sich aufgrund der Verbandsverhältnisse jedoch um ein und die selbe Glaukophangeneration handelt, ist das Phengit-Mineral-Isochronenalter von  $66,6 \pm 0,5$  Ma (GLN-PHN2-PHN3 in S232:  $66,5 \pm 0,5$  Ma) bestenfalls als eine gute Näherung zu betrachten. Eine hypothetische Isochronenberechnung zwischen den Isotopendaten des

Gesamtgesteins von S232 und denen des Phengits von S232/1 würde hingegen ein etwas älteres Datum von  $67 \pm 2$  Ma (MSWD: 2,4) ergeben. Hieraus wird geschlossen, daß das Rb-Sr-System der beiden separat behandelten Proben S232 und S232/1, ähnlich wie das Sm-Nd-System, ein und die selbe Altersinformation gespeichert hat.

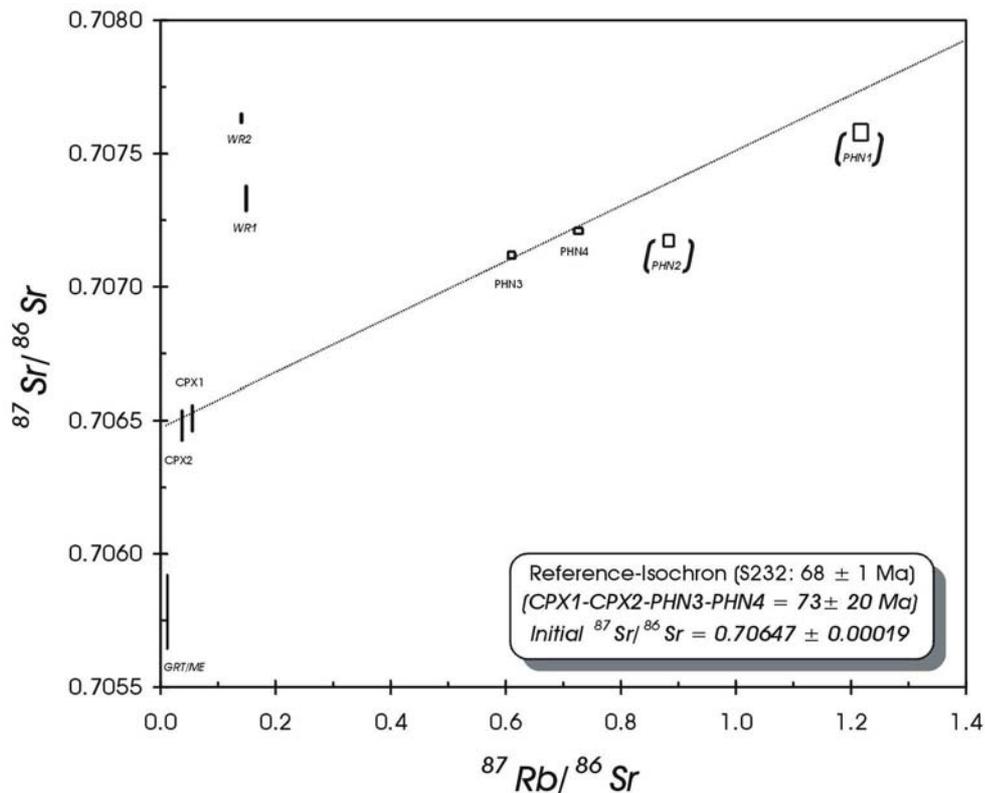
Die Analyse GRT/ME2 ist im Gegensatz zu den Analysen GRT/OE und GRT/ME der Probe S232, sowie der Analyse GRT/ME1 der Probe S232/1 für die Interpretation verwertbar, da es hier bei analysierten Sr-Mengen von ca. 410 ng und relativ niedrigen Intensität<sub>[85]</sub>-Intensität<sub>[86]</sub>-Verhältnissen während der Sr-Messung zu keinem größeren Einfluß der Korrektur der isobaren Interferenzen kam. So waren es bei der Korrektur der Analyse GRT/ME2 nur ca. 0,07 %, hingegen ca. 11,5 % bei Analyse GRT/ME1, die aufgrund der isobaren Überlagerung von <sup>87</sup>Rb und <sup>87</sup>Sr von der gemessenen (Gesamt)-Intensität<sub>[87]</sub> abgezogen werden mußte. Somit liegen die Analysendaten von GRT/ME1 außerhalb der Darstellung in Abbildung 5.6.2 (vgl. Analysendaten in Tabelle A2.3.3) und sind irrelevant für jegliche Interpretation. Die Analysendaten von GRT/ME2 hingegen sind, wie schon gesagt, zur Auswertung geeignet und liegen auf der Phengit-Mineral-Isochrone in Abbildung 5.6.2. Es scheint somit, daß das Rb-Sr-System des poikiloblastischen Granats (mindestens der Fraktion S232/GRT/ME2) zusammen mit den anderen hochdruckfaziellen Mineralen während der HP-Metamorphose vollständig reequilibrierte und die Minerale annähernd genau die Schließung des Rb-Sr-Systems in Phengit während der Abkühlung des Gesteins dokumentieren.

#### 5.6.1.3. Eklogit – S145 (Phengit)

Das Rb-Sr-System des Phengits in dem Eklogit S145 eignet sich im Vergleich zu dem des Phengits der beiden schon beschriebenen Proben wesentlich schlechter zur Datierung, da hier <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr-Verhältnisse von nur ca. 1 (also ungefähr 10-fach geringer) bestimmt wurden. Sie sind damit sogar niedriger als die von THÖNI & JAGOUTZ (1992), TONARINI et al. (1993) und CHAVAGNAC & BOR-MING JAHN (1996) bestimmten Verhältnisse.

Zusätzlich zu einem schon bestehenden Rb-Sr-Datensatz aus drei Analysen und den Rb-Sr-Analysen aus der Sm-Nd-Abtrennung wurden zwei, nur in H<sub>2</sub>O und Azeton gewaschene, Phengitpräparate (PHN3 und PHN4) analysiert. Die Rb-Sr-Systematik der Phengitpräparate (PHN1 und PHN2) muß als gestört betrachtet werden, da diese beiden Präparate in HCl gesäubert wurden. Das Gesamtgestein (WR1 und WR2) und auch der Granat (GRT/ME) scheinen ein isotopisches Ungleichgewicht zu dem Klinopyroxen (CPX1 und CPX2) anzuzeigen und liegen deshalb nicht auf einer hypothetischen Phengit-Klinopyroxen-Isochrone (CPX1-CPX2-PHN3-PHN4). Die Berechnung dieser Isochrone ergibt ein Datum von  $73 \pm 20$  Ma. Dieser Wert ist bei dem großen Fehlerintervall deckungsgleich mit den Isochronenaltern von S232 ( $68 \pm 1$  Ma) bzw. von S232/1 ( $66,6 \pm 0,5$  Ma). Die Darstellung der Isochrone aus Abbildung 5.6.1 als Referenz zusammen mit dem Datensatz der Probe S145 (Abb. 5.6.3) bestätigt, daß die Annahme eines isotopischen Gleichgewichts von Phengit und Klinopyroxen die

höchste Wahrscheinlichkeit besitzt. Diese Annahme ist schon deshalb nicht ganz abwegig, da auch TONARINI et al. (1993) eine Phengit-Omphacit-Isochrone und CHAVAGNAC & BOR-MING JAHN (1996) sogar in 2 Fällen Phengit-Gesamtgestein-Omphacit-Isochronen berechnen. Außerdem berichten CHAVAGNAC & BOR-MING JAHN (1996) auch von einer Granatanalyse, welche den Anstieg einer dieser (3-Punkt)-Isochronen zusätzlich definiert.



**Abbildung 5.6.3:** Rb-Sr-Analysendaten der Probe S145 und Referenz-Isochrone (S232) (Die Fehlerboxen entsprechen einem  $2\sigma$ -Vertrauensintervall bzw. der Reproduzierbarkeit. Analysendaten und Abkürzungen: vgl. Tabelle A2.3.3)

Analog zu Analyse GRT/ME2 der Probe S232/1 ist der Einfluß der Korrektur isobarer Interferenzen bei Analyse GRT/ME des Eklogits als eher gering und nicht problematisch zu betrachten. Der Betrag der hier aufgrund von isobarer Überlagerung von  $^{87}\text{Rb}$  und  $^{87}\text{Sr}$  von der gemessenen (Gesamt)-Intensität<sub>[87]</sub> abgezogen werden mußte, betrug nur 0,06 %. Warum der Datenpunkt GRT/ME nicht auf der Phengit-Mineral-Isochrone liegt, wie dies der Fall bei S232/1 ist, bzw. wie es bei CHAVAGNAC & BOR-MING JAHN (1996) berichtet wird, konnte nicht geklärt werden.

Auffällig ist jedoch, daß die Minerale des Eklogits S145 im Vergleich zu den Mineralen der blauschieferfaziellen Proben S232 und S232/1 wesentlich höhere Sr-Gehalte haben (vgl. Tabelle A2.3.3). Einschätzend muß gesagt werden, daß sich auch das Rb-Sr-System des Eklogits, ebenso wie schon dessen Sm-Nd-System, nicht bzw. nicht besonders gut zur Datierung eignet.

### 5.6.2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode (Phengit)

Die  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - bzw. die K-Ar-Methode wurden verschiedentlich auf hochdruckfazielle Gesteine und ihre K-reicheren Minerale angewandt. Einschränkend muß jedoch gesagt werden, daß hochdruckfazielle Minerale häufig zur Präsenz von Überschuß-Argon neigen. So berichten z.B. TONARINI et al. (1993) von Überschuß-Argon in Amphibol und einem zwar gut definierten, geologisch jedoch aussagelosem  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Plateau-Alter eines eklogitfaziellen Phengits aus dem Himalaja. LI et al. (1994) berichten ebenfalls von Überschuß-Argon in eklogitfaziellen Phengiten, jedoch in Eklogiten aus dem Dabie Shan Gebirge, China. SCHMÄDICKE et al. (1995) hingegen präsentierten einen in sich konsistenten thermochronologischen Datensatz (basierend auf Sm-Nd- und  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Analytik) von Eklogiten aus dem Erzgebirge, können jedoch nicht vollständig die Anwesenheit von Überschuß-Argon in den  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Analysen an Phengit ausschließen. SCAILLET (1996) beschreibt sogar die Größenverhältnisse sowie die Mechanismen des Transports von Überschuß-Argon in eklogitfaziellen Phengiten aus Metabasiten des Dora Maira Massivs. Schließlich konnten RUFFET et al. (1995, 1997) die Existenz von Überschuß-Argon in Phengiten aus Eklogiten der Sesia Zone (West Alpen) durch den Einsatz sowohl konventioneller als auch laserinduzierter  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -("step-heating")-Methoden und dem direkten Vergleich mit Rb-Sr-Daten an Phengit nachweisen.

#### 5.6.2.1. Eklogit – S145 und Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit – S232 (Phengit)

Zwei Phengit-Einzelkristallpräparate wurden analog zu den Muskovitkristallen aus granitoiden Gesteinen der Mabujina Einheit (vgl. 4.5.2.) mit der Laser- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Ablations-Methode auf ihre K-Ar-Systematik hin untersucht.

Es wurden aus den beiden Proben jeweils fünf verschiedene Phengitkristalle (S232: 1-2 mm, S145: 0,3-0,8 mm) gemessen (Analysendaten in Tabelle A2.3.2). Die Alter der Einzelmessungen schwanken bei dem Eklogit S145 von 63,9 bis 65,1 Ma und bei dem Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit S232 von 68,0 bis 70,7 Ma. Hieraus läßt sich auf ein recht einheitliches, nicht heterogenes K-Ar-Altersspektrum der einzelnen Phengitkristalle schließen, da es sich um "total release dates" von Einzelkristallen handelt. Die Wahrscheinlichkeit eines Beitrages von Überschuß-Argon zu den Analysen ist somit als relativ gering einzuschätzen. Allerdings kann ein solcher Beitrag nicht mit vollständiger Sicherheit ausgeschlossen werden, da bei einem "total release" von Argon nicht zwischen Überschuß- und radiogenem Argon unterschieden wird. Aus den Einzelmessungen konnten Mittelwerte der K-Ar-Alter für S145 von  $64,5 \pm 0,4$  Ma und für S232 von  $68,8 \pm 1,0$  Ma berechnet werden.

Generell ist festzustellen, daß der Anteil an korrigiertem, radiogenem  $^{40}\text{Ar}$  mit durchschnittlich 94,8 % (S145) bzw. 97,0 % (S232) ähnlich hoch ist, wie der der Muskovitkristalle aus Abschnitt 4.5.2 und somit die Genauigkeit der Alter ebenfalls zwischen 1-2 % liegt. Der Vergleich der Isotopiedaten aus Tabelle A2.3.2 mit Standardisotopie-Korrelations-Diagramm

men zeigt, daß die Analysen von *in situ* radiogenem Argon dominiert werden. Modernes, atmosphärisches Argon stellt nur einen geringen Beitrag zu den Analysen dar.

Der Altersunterschied von Phengit aus S145 und S232 von ca. 4 Ma wird in dieser Arbeit als geringfügige Schwankung der Schließungstemperatur des K-Ar-Systems aufgrund unterschiedlicher Korngrößen bzw. effektiver Diffusionsradien der Phengitkristalle beider Proben interpretiert. Alternativ wäre er jedoch auch aufgrund unterschiedlicher Mengen an möglichem Überschuß-Argon in den beiden Analysen zu erklären.

### 5.6.3. Spaltspuren-Methode (Zirkon und Apatit)

In dem folgenden Abschnitt werden die Ergebnisse der Spaltspuren-Methode an Zirkon und Apatit aus den metamorphen Gesteinen des Escambray Massivs vorgestellt. Untersucht wurden dabei nicht nur die bis hierher behandelten Proben S145, S232 und S232/1, sondern auch zwei weitere eklogitfazielle Proben aus der HP-metamorphen Gavilanes Einheit (S150 und G2050) und drei grünschieferfazielle Bedingungen anzeigende Proben der Pitajones Einheit (S054, S074 und F017). Ziel der Untersuchung war es, die finale Phase der Abkühlung der metamorphen Gesteine des Escambray Massivs als Gesamtheit zu betrachten. Die Einbeziehung von Zirkonkristallen aus den grünschieferfazielle Bedingungen anzeigenden Gesteinen der Pitajones Einheit in die Diskussion der Abkühlungsgeschichte der HP-metamorphen Gesteine des Escambray Massivs ergibt sich auch aus der Tatsache, daß es aufgrund niedriger U-Gehalte in Zirkon besonders aus den Eklogiten, zu analytischen Problemen bei der Spaltspuren-Datierung kam.

#### 5.6.3.1. Metamorphe Gesteine des Escambray Massivs – mit S145 und S232 (Zirkon)

Es wurden insgesamt drei Zirkonpräparate (S145, S145/LP und S232) aus den HP-Gesteinen der Gavilanes Einheit (vgl. Abschnitt 1.2.) mit der Spaltspuren-Methode untersucht. Dabei ergaben die Messungen an den eklogitfaziellen Kristallen der Proben S145 und S145/LP erwartungsgemäß keinen signifikanten Altersunterschied. Leider konnte aufgrund von analytischen Problemen nur aus 6 der 16 Einzelkristallmessungen beider Proben ein Zentral-Alter von  $66,5 \pm 18,0$  ( $2\sigma$ ) Ma berechnet werden. Die Messungen an 13 blauschieferfaziellen Zirkonen aus der Probe S232 konnten aufgrund derselben analytischen Probleme nicht geochronologisch ausgewertet werden. Ein Dispersionswert von  $<0,1$  % bei den Messungen der eklogitfaziellen Zirkone zeigt eine homogene Zirkonquelle an. Jedoch war der U-Gehalt der eklogitfaziellen Zirkone mit z.T.  $\leq 100$  ppm sehr gering (siehe Tabelle A2.3.5) und limitierte somit auch die Genauigkeit der Altersberechnung, was sich in einem relativ großen  $2\sigma$ -Fehler widerspiegelt (BRIX, pers. Mitteilung).

In diesem Zusammenhang wird auch auf drei weitere Spaltspuren-Alter von Zirkon metamorpher Gesteine aus dem Escambray Massiv eingegangen. Es handelt sich hierbei um die Quarz-Glimmerschiefer-Proben F017, S054 und S074 ( $\Rightarrow$  siehe auch Probenkarte) aus der grünschieferfazielle Bedingungen anzeigenden Pitajones Einheit (vgl. Abschnitt 1.2.). Jeweils

20 Zirkonkristalle wurden von diesen siliziklastischen Proben gemessen. Die Ermittlung von Zentral-Altern ergab bei Probe S054:  $68,7 \pm 9,2$  Ma; bei Probe S074:  $58,8 \pm 10,2$  Ma und bei Probe F017:  $58,4 \pm 7,1$  Ma (alles  $2\sigma$ -Fehler). Die Dispersionswerte für diese Gesteine liegen bis auf die Probe S074 (ca. 27 %) unterhalb von 20 %, so daß auch hier bei der Mehrheit der Analysen von einer homogenen Zirkonquelle ausgegangen wird.

#### 5.6.3.2. Metamorphe Gesteine des Escambray Massivs – mit S145 und S232 (Apatit)

Die Datierung von Apatit aus den HP-Gesteinen (besonders aus Eklogiten) wird ähnlich wie bei Zirkon aufgrund niedriger U-Gehalte in den Apatitkristallen stark eingeschränkt. Von den insgesamt vier Apatitpräparaten aus den hochdruckmetamorphen Gesteinen des Escambray Massivs konnten lediglich 20 Apatitkristalle des blauschieferfaziellen Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzits S232 erfolgreich mit einem Zentral-Alter von  $48,1 \pm 7,8$  Ma datiert werden. Die Apatite des Eklogits S145 hatten prinzipiell, ähnlich wie schon die Zirkone, wenig Uran bzw. Thorium in das Kristallgitter eingebaut. Die Messung von 20 Apatitkristallen ergab hier ein mit dieser Einschränkung behaftetes Zentral-Alter von  $60,3 \pm 29,6$  Ma. Zwei weitere Apatitpräparate aus Eklogiten der Gavilanes Einheit (Proben S150 und G2052  $\Rightarrow$  siehe auch Probenkarte) hatten nahezu kein U/Th eingebaut und konnten somit nicht datiert werden.

Das Zentral-Alter eines Apatitpräparates aus einem der Quarz-Glimmerschiefer (F017) von  $40,0 \pm 23,3$  Ma scheint das Alter des Apatits von S232 zu bestätigen. Leider gelten bei diesem Datum, wie schon der hohe  $2\sigma$ -Fehler zeigt, die selben Einschränkungen, wie auch schon bei dem Apatitdatum des Eklogits S145. Auch in den Apatitkristallen der Probe F017 wird die Aussagekraft und damit die Anwendbarkeit der Spaltspuren-Methode durch den geringen Einbau an U/Th bei der Kristallisation stark begrenzt.

#### 5.6.4. Diskussion der Ergebnisse der geochronologischen Untersuchungen – Teil 2

Wie schon im Abschnitt 5.5.3. dargestellt wurde, kann aus den Ergebnissen der U-Pb- bzw. der Sm-Nd-Methode keine konkrete Aussage zum zeitlichen Ablauf (*“timing”*) der HP-Metamorphose getroffen werden. Dies liegt hauptsächlich an der Tatsache, daß die Temperaturen während der HP-metamorphen Überprägung von S232 und S145 den Temperaturbereich von 560-615 °C nicht wesentlich überschritten haben, die Schließungstemperatur des Sm-Nd-Systems (Granat) und die Rekristallisationstemperatur für Zirkon (U-Pb-System) jedoch ähnlich bzw. etwas höher sind. Auf der Grundlage dieser Erkenntnis wird es als wahrscheinlich angesehen, daß es sich bei den Altersdaten um 142-148 Ma um partiell ererbte Altersinformation und nicht um das Alter der niedriger temperierten HP-Metamorphose handelt.

Wie im Abschnitt 5.6. bisher gezeigt wurde, stehen mit radioaktiven Zerfallssystemen, die Schließungstemperaturen um 500 °C und niedriger aufweisen, bessere Möglichkeiten der Datierung bzw. der zeitlichen Begrenzung des Höhepunktes (*“peak”*) der hochdruckmeta

morphen Überprägung der Gesteine des Escambray Massivs zur Verfügung. Hierbei nimmt die Rb-Sr-Methode an Phengit eine zentrale Stellung ein.

Die Rb-Sr-Methode bietet, wie besonders bei den blauschieferfaziellen Proben S232 und S232/1 deutlich wurde, im wesentlichen zwei große Vorteile gegenüber der Sm-Nd-Methode:

**Rb-Sr (Phengit-Gesamtgestein):**

[A] eine wesentlich höhere Spreizung der  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse (Gesamtgestein-Phengit) gegenüber den  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen (Gesamtgestein-Granat) führt zu einer höheren Genauigkeit der Altersberechnung,

[B] eine bessere Reequilibration des isotopischen Systems bei maximal erreichten metamorphen Temperaturen von 500-600 °C, da die Schließungstemperatur für Phengit mit  $500\pm 50$  °C (JÄGER et al., 1979) wesentlich niedriger ist, als die des Sm-Nd-Systems für Granat-Gesamtgestein.

Somit wird davon ausgegangen, daß das Rb-Sr-Datum des Phengits aus dem Eklogit S145 die Abkühlung von 590-615 °C auf Temperaturen von  $500\pm 50$  °C bei ungefähr  $73\pm 20$  Ma widerspiegelt. Es muß demzufolge als Abkühlalter interpretiert werden. Allerdings beschränkt der hohe  $2\sigma$ -Fehler die Aussagekraft dieses Wertes erheblich. Hingegen stehen mit  $68\pm 1$  bzw.  $66,6\pm 0,5$  Ma wesentlich genauere Rb-Sr-Isochronenalter des blauschieferfaziellen Phengits zur Verfügung. Diese dürften den Höhepunkt der hochdruckfaziellen Überprägung der blauschieferfaziellen Probe (S232) wahrscheinlich relativ gut datieren, da der Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit nur bis auf ca. 560 °C aufgeheizt wurde. Aufgrund dieser nahezu identischen Metamorphose- und Schließungstemperaturen datieren sie das Wachstum von Phengit und werden somit als Metamorphosealter des blauschieferfaziellen Gesteins S232 (und S232/1) interpretiert.

Die "total fusion"- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter der zwei Phengitpräparate S145 und S232 liefern mit  $68,8\pm 0,5$  Ma bzw.  $64,5\pm 0,4$  Ma ein zu den Rb-Sr-Daten nahezu identisches Altersspektrum. Die Schließungstemperaturen für das K-Ar-System werden allerdings mit Werten von 350-400 °C (z.B. WIJBRANS & MCDUGALL, 1986) als wesentlich niedriger angegeben, so daß die "total fusion"- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter als Abkühlalter der HP-metamorphen Gesteine interpretiert werden. Das zeitliche Überlappen der Rb-Sr- und der  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Daten bei einer Temperaturdifferenz von 100-200 °C bei der Schließung der beiden Isotopensysteme impliziert eine plötzliche, extrem schnelle initiale Abkühlung der HP-metamorphen Proben S145, S232 bzw. S232/1.

Das Spaltspuren-Alter für Zirkon der Probe S145 von  $66,5\pm 18,0$  Ma markiert die Abkühlung des Gesteins auf einen Temperaturbereich von 230-310 °C (TAGAMI & DUMITRU, 1996), was ungefähr einer Schließungstemperatur von  $280\pm 30$  °C (STÖCKERT et al., 1999) entspricht.

Hohe Unsicherheiten bei der Altersberechnung aufgrund des geringen U-Gehaltes beschränken jedoch die geologische Aussagekraft dieses Abkühlalters für die HP-metamorphe Gavilanes Einheit des Escambray Massivs.

Zirkone mit wahrscheinlich höheren U-Gehalten aus Karbonat- bzw. Quarz-Glimmerschiefern der Pitajones Einheit liefern präzisere Spaltspuren-Alter, die eine Zeitspanne von 69-58 Ma für die Abkühlung auf Temperaturen von  $280\pm 30$  °C definieren. Unter der Annahme, daß die HP-Gesteine der Gavilanes Einheit (S145, S232 und S232/1) und die der möglicherweise nicht mehr HP-metamorphe Bedingungen anzeigenden Pitajones Einheit (F017, S074 und S054) im Temperaturbereich von 230-310 °C keine getrennte räumliche Entwicklung mehr aufwiesen, wird von einer gemeinsamen Abkühlung der Gesteine der HP-metamorphen Gavilanes Einheit und denen der Pitajones Einheit um 69-58 Ma ausgegangen. Somit markieren die Spaltspuren-Alter für Zirkon die Abkühlung der überwiegenden Mehrheit der metamorphen Gesteine des Escambray Massivs auf Temperaturen von 230-310 °C.

Das Spaltspuren-Alter für Apatit der Probe S232 von  $48\pm 8$  Ma spiegelt eine Abkühlung von ca. 120 bis ca. 60 °C (GREEN et al., 1981) wider und bestätigt weitestgehend das von KANCHEV (1978) berichtete Erreichen von oberflächennahen, der Erosion ausgesetzten Bereichen durch die HP-metamorphen Gesteine des Escambray Massivs im oberen Eozän (ca. 45 Ma). Dieses Abkühlalter von  $48\pm 8$  Ma beschreibt somit die finale Abkühlung der HP-metamorphen Einheiten des gesamten Escambray Massivs einschließlich deren Exhumierung und die beginnende Erosion.

An dieser Stelle werden abschließend alle in diesem Kapitel berechneten Alter und Altersdaten (einschließlich Abschnitt 5.5.1) mit ihren geologischen Interpretationen in Tabelle 5.5.1 zusammenfassend dargestellt.

Tabelle 5.5.1: Geochronologische Daten der Escambray-Metamorphite

Deckeneinheit Gesteinstyp Probe	Gavilanes Einheit			Pitajones Einheit		
	Eklogit	CPX-GRT-GLN-Quarzit		Quarz-Glimmerschiefer		
	S145	S232	S232/1	F017	S074	S054
"Kristallisationsalter" der Precursor-Gesteine [Ma] (U-Pb-Alter (UCI) für polyphasen, HP-faziellen Zirkon – $T_c > 1000$ °C)	1142±210	1912±14; 1354±6; 1197±7; 1073±18; 833±69	x	x	x	x
"Erbte Altersinformation eines ersten thermischen Ereignisses – verbunden mit Zirkonrekristallisation" [Ma] (U-Pb-Alter (LCI) für polyphasen, HP-faziellen Zirkon – $T_{(rek.)}=600-650$ °C)	148±5	327±270	x	x	x	x
"Erbte Altersinformation eines ersten thermo-(metamorphen) Ereignisses – verbunden mit Granatwachstum" [Ma] (Sm-Nd-Alter für großen, einschlußreichen Granat – $T_c=600±30$ °C)	x	142±37	159±79	x	x	x
"Kristallisationsalter" [Ma] (Sm-Nd-Alter für kleinen, einschlußfreien Granat – $T_c=600±30$ °C)	x	86±93	x	x	x	x
"Kristallisationsalter" [Ma] (U-Pb-Alter für xeno- bis hypidiomorphen, einschlußfreien Titanit – $T_c=600-700$ °C)	71±5	x	x	x	x	x
"Abkühlalter" [Ma] (Alter der HP-Metamorphose) (Rb-Sr-Alter für Phengit – $T_c=500±50$ °C)	73±20	68±1	66,6±0,5	x	x	x
"Abkühlalter" [Ma] ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter für Phengit – $T_c=300-450$ °C)	64,5±0,4	68,8±0,5	x	x	x	x
"Abkühlalter" [Ma] (Spaltspuren-Alter für polyphasen, hochdruckfaziellen Zirkon – $T_c=280±30$ °C)	66,5±18	x	x	58,4±7,1	58,8±10,2	68,7±9,2
"Abkühlalter" [Ma] (Spaltspuren-Alter für xenomorphen Apatit – $T_c=90±30$ °C)	60,3±29,6	48,1±7,8	x	40,0±23,3	x	x

## **6. Aspekte der petrogenetischen Entwicklung**

In diesem Kapitel werden sowohl die geochemischen als auch die nur auf Kapitel 4 beschränkten mineralchemischen Daten der Kapitel 3, 4 und 5 zusammenfassend mit den isotopengeochemischen Daten (Sr-Nd-Isotopie) diskutiert, um wichtige Aspekte der Petrogenese zu erhellen. Die Sr-Nd-Daten ergeben sich aus der Kombination von Sr- mit Nd-Isotopenverhältnissen der Gesamtgesteinsanalysen, die bei der Sm-Nd- und Rb-Sr-Methode gemessen worden sind. Diese Daten können z.B. auf den Zeitpunkt der Gesteinsentstehung zurückgerechnet und durch Normierung auf den entsprechenden Chondritwert mit demselben verglichen werden. Isotopensignaturen lassen gegenüber konventionellen, geochemischen Daten oft eindeutigere Aussagen über die Petrogenese der Gesteine zu (vgl. WILSON, 1989).

### **6.1. Magmatite des kretazischen Inselbogens**

Die bei den Isochronenberechnungen erhaltenen niedrigen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwerte ( $<0,7050$ ) der granitoiden Inselbogen-Magmatite innerhalb der Mabujina Einheit sprechen für eine Mantelherkunft des Strontiums ohne wesentlichen Beitrag alter oberkrustaler Lithosphäre (GRAFE et al., 1997). Um diese Aussage zu testen und zu erweitern, wurde auch die Sm-Nd-Systematik des Gesamtgesteins dieser Proben analysiert. Zusätzlich wurde die Rb-Sr- und die Sm-Nd-Systematik des Gesamtgesteins der Dioritprobe S301 untersucht. Die Ergebnisse für die fünf Pegmatite, einen Granodiorit und einen Diorit sind in den Tabellen A2.3.3 und A2.3.4 aufgelistet.

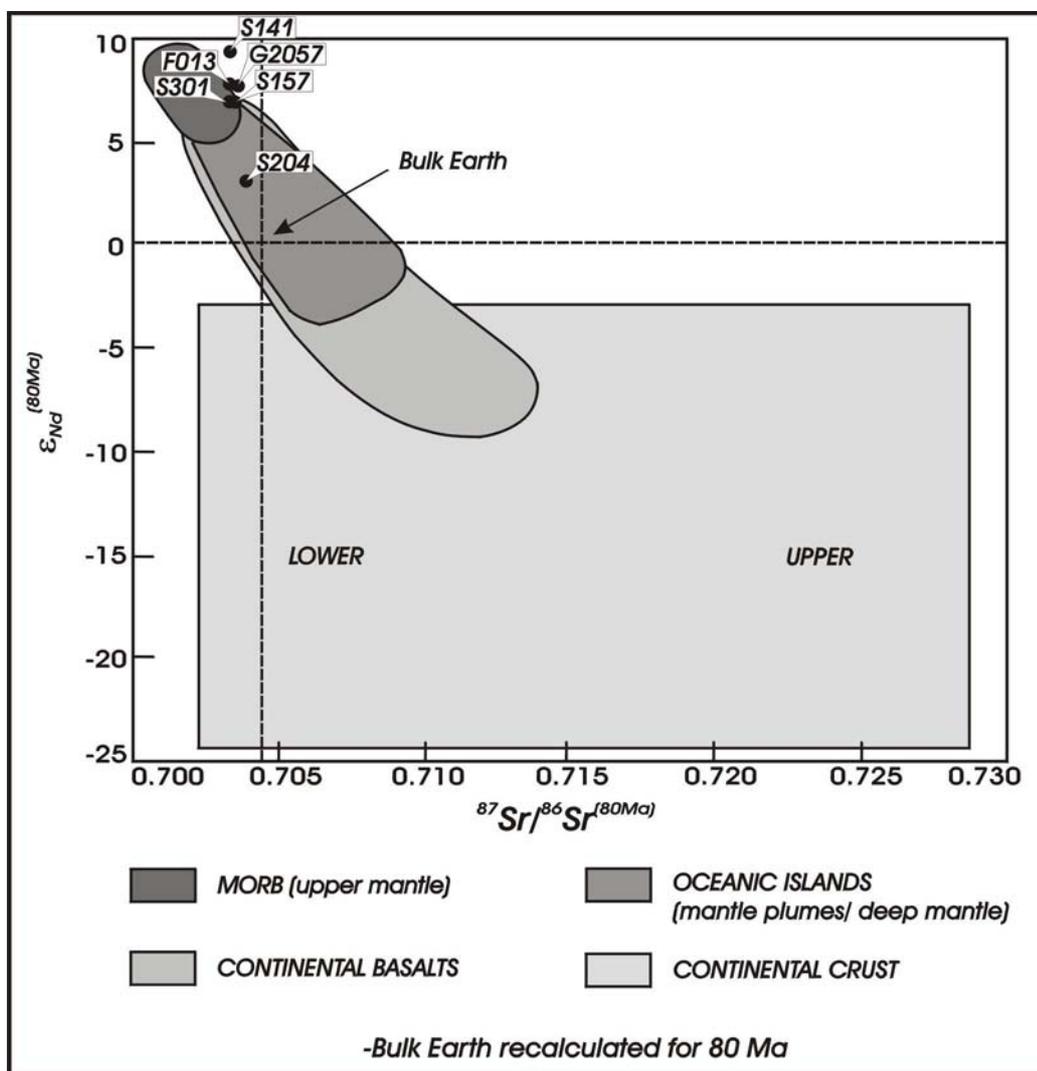
Die Konzentrationen der beiden Seltenerdelemente Samarium und Neodymium, besonders in den Pegmatitproben, sind wie schon in Abschnitt 4.3 generell für die REE festgestellt wurde, gering bis sehr gering. Daraus resultiert, daß die Sm-Nd-Systematik nur von vier der fünf Pegmatitproben bestimmt werden konnte.

Ein Vergleich der kombinierten Sr- und Nd-Isotopensignatur von Gesteinen bietet gute Anhaltspunkte für petrogenetische Aussagen zur Magmenzusammensetzung zum Zeitpunkt der Kristallisation, so daß geochemische Reservoirs magmatischer Gesteine abgegrenzt werden können (vgl. z.B. FAURE, 1986; WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993; WHITE, 1997;). Um die relativ geringen Unterschiede in den  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen von Gesteinen besser miteinander vergleichen zu können, werden diese  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse auf das chondritische  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis normiert, welches zu dem Zeitpunkt herrschte, für den die Gesteine verglichen werden sollen. Die Formel zur Berechnung des sogenannten  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -Wertes lautet wie folgt:

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \frac{\left( ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{Probe}}^f - \left( ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{Chondrit}}^f}{\left( ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \right)_{\text{Chondrit}}^f} * 10^4 ;$$

wobei  $\left( {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} \right)_{\text{Probe}}^t$  = Nd-Isotopenverhältnis der Probe zu einer bestimmten Zeit  $t$  (gemessen und korrigiert) und  $\left( {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} \right)_{\text{Chondrit}}^t$  = Nd-Isotopenverhältnis des Chondrits zu einer bestimmten Zeit  $t$  (korrigiert).

Für die Darstellung der Sr-Nd-Isotopie in Abbildung 6.1 wurden die Isotopenverhältnisse für den radioaktiven Zerfall korrigiert, wobei von einem Kristallisationsalter von ca. 80 Ma ausgegangen wurde. Die Proben S301 und die Proben vom Rio Jicaya kristallisierten zwar schon etwas früher (ca. 89 Ma bzw. ca. 87 Ma), die Veränderungen in den Isotopenverhältnissen durch die Korrektur bei Zeitunterschieden von 7-9 Ma sind jedoch vernachlässigbar. Resultierend kann davon ausgegangen werden, daß die im  $\epsilon_{\text{Nd}}$  vs.  ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ -Diagramm (Abb. 6.1) dargestellte Sr-Nd-Isotopie der isotopengeochemischen Signatur der Proben zum Zeitpunkt ihrer Kristallisation entspricht.



**Abbildung 6.1:** Sr-Nd-Isotopie einiger Inselbogen-Magmatite um 80 Ma (Referenzfelder der geochemischen Reservoirs aus WHITE, 1997)

Aufgrund der negativen Korrelation von Sr- und Nd-Isotopenverhältnissen im Erdmantel und in mantelgenerierten Magmen hatten sowohl die Pegmatite als auch die beiden dioritischen Proben vor ca. 80 Ma bei niedrigen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen deutlich superchondritische  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse (Abb. 6.1). Diese Feststellung steht im Einklang mit den niedrigen Sr-Initialwerten (vgl. Abschnitt 5.6.1.) und bestätigt somit die daraus abgeleitete Schlußfolgerung zur Mantelherkunft von Sr. Die Daten aller sechs Proben befinden sich in Abbildung 6.1 im Feld der mantelgenerierten Gesteine (*“mantle array”*) und liegen bis auf die Werte der Probe S204 nahe dem MORB-Feld. Die Sr-Nd-Isotopenverhältnisse der Probe S204 ähneln denen von OIB-Gesteinen und somit liegt der Datenpunkt im OIB-Feld (*“oceanic islands”*). Verglichen mit rezenten Variationen in den Sr- und Nd-Isotopenverhältnissen aktiver Inselbögen ähneln die Daten solchen von den Aleuten Inseln (MCCULLOCH & PERFIT, 1981), Neu-Britannien (DEPAOLO & JOHNSON, 1979), den Süd-Sandwich Inseln (HAWKESWORTH et al., 1977) und einigen verarmten Proben von den Japanischen Inseln (NOHDA & WASSERBURG, 1981). Aus der Sr-Nd-Isotopie der dioritisch bis granitoiden Inselbogen-Magmatite wird somit geschlossen, daß ihre Magmenquelle(n) hauptsächlich aus einem MORB-ähnlichen verarmten (*“depleted”*) Mantel generiert wurden.

Für die Petrogenese der untersuchten Inselbogen-Magmatite werden zusammenfassend folgende wichtige Aspekte hervorgehoben:

#### **A) Dioritische Probe S301 und granodioritische Probe F013**

- [1] hohe bis sehr hohe  $\text{SiO}_2$ -Gehalte, eine Anreicherung an Alkalielementen und ein hoher Fraktionierungsgrad innerhalb der REEs mit typisch steilen REE-Verteilungsmustern als Merkmale für eine hohe Differenzierung der silikatischen Schmelze;
- [2] demgegenüber steht eine primitive Sr-Nd-Isotopensignatur, die für einen MORB-ähnlichen Mantel als Magmenquelle(n) und somit für die Existenz eines verarmten lherzolithischen Mantelkeils unterhalb des Inselbogens spricht;
- [3] eine deutliche Nb-Anomalie beider Proben, die als Subduktionssignatur interpretiert wird;
- [4] die Zuordnung beider Proben zur AL-Serie des kretazischen Inselbogens anhand der spezifischen REE-Verteilungsmuster (Hauptelementchemismus versagt);
- [5] das Spurenelementverhalten (REE, HFSE) des Granodiorits F013 vom Rio Jicaya wird im Gegensatz zu dem des Diorits S301 nicht radius- und ladungs- (Nicht-CHARAC, vgl. Abschnitt 4.3.), sondern durch die Bildung von Komplexverbindungen kontrolliert und vermittelt somit zu den pegmatitischen Granitoiden der Mabujina Einheit.

#### **B) Pegmatitische Granitoide der Mabujina Einheit**

Für die untersuchten Pegmatitproben treffen generell sowohl Punkt [1] als auch Punkt [2] zu, allerdings mit noch höheren  $\text{SiO}_2$ - und ebenfalls höheren Alkalielement-Gehalten. Die Punkte [3] und [4] treffen nicht zu. Wie in [5] angedeutet, weisen sich die Pegmatite durch ein Nicht-

CHARAC-Verhalten (vgl. Abschnitt 4.3.) der Spurenelemente aus. Die Pegmatite unterscheiden sich jedoch in folgenden Aspekten von den beiden vorhergehenden Proben:

- [6] eine hohe primäre Ba-Anreicherung in ihren K-reichen Mineralen auf (Hyalophan und Oellacherit-reichen Hellglimmern) bei den Pegmatitproben vom Rio Jicaya;
- [7] generelle Verarmung an REEs; stellvertretend für die Pegmatitproben wird das REE-Verteilungsmuster des Pegmatits G2057 durch eine negative Eu-Anomalie charakterisiert;
- [8] Zuordnung zu den LOGs des kretazischen Inselbogens anhand des Hauptelementchemismus und der spezifischen REE-Verteilungsmuster.

Unter Vorbehalt können aus diesen Aspekten petrogenetische Schlußfolgerungen für die Inselbogen-Magmatite gezogen werden. Die Sr-Nd-Isotopensignatur aus Punkt [2] steht im Kontrast zur Spurenelementsignatur und zur teilweisen Anreicherung an Alkali- bzw. LIL-Elementen (Punkt [1] bzw. [6]), so daß ein entsprechender Beitrag von spurenelementreichen Fluiden, die bei der Dehydrierung subduzierter, ozeanischer Kruste und/oder durch Mineralabbaureaktionen innerhalb der Subduktionszone entstehen (z.B. KOGISO et al., 1997; TATSUMI & KOGISO, 1997), zum unterlagernden Mantelkeil gefordert werden muß. Eine Kontamination durch altes, oberkrustales Material ("*source and/or crustal contamination*" im Sinne von WILSON, 1989) ist jedoch höchst unwahrscheinlich.

Sowohl Diorit S301 als auch die Granodioritproben könnten Differentiationsprodukte dieses spurenelementangereicherten Magmas mit MORB-ähnlicher Sr-Nd-Isotopensignatur darstellen und würden somit hochdifferenzierte Glieder der AL-Serie der magmatischen Suite des kretazischen Inselbogens repräsentieren. Dies stünde auch im Einklang mit der beobachteten Subduktionssignatur (negative Nb-Anomalie) beider Proben. Zumindest F013 betreffend, kann außerdem bei den Granodioriten von einer hochentwickelten, Si-reichen Schmelze ausgegangen werden, die möglicherweise hohe Gehalte an H<sub>2</sub>O, Li, B, F, P und/oder Cl aufwies.

Zur Petrogenese der als LOGs charakterisierten Pegmatitproben gibt es zwei alternative Ansatzmöglichkeiten. Ein möglicher Ansatz wäre, daß sie ebenfalls Differentiationsprodukte repräsentieren und somit die volatilreiche magmatische Endphase einer hochdifferenzierten, wasserreichen Schmelze ähnlich F013 verkörpern. Sowohl Spurenelementsignatur als auch Sr-Nd-Isotopensignatur dieser Restschmelze entsprächen dann derjenigen der granodioritischen Schmelze. Die negative Eu-Anomalie würde in diesem Fall durch eine Fraktionierung von Plagioklas erklärt werden. Allerdings spricht das Fehlen einer negativen Nb-Anomalie in Pegmatit G2057 gegen diesen Ansatz. Ein zweiter Ansatz wäre, daß die Pegmatite durch partielles Schmelzen plagioklasreicher, früher und somit niedrigdifferenzierter Inselbogen-Magmatite (PIA) mit MORB-ähnlicher Sr-Nd-Isotopensignatur generiert wurden. Die Sr-Nd-

Isotopensignatur der Pegmatitproben wäre in diesen Fall ererbt. Die negative Eu-Anomalie ließe sich durch das Verbleiben von Plagioklas in der Magmenquelle erklären.

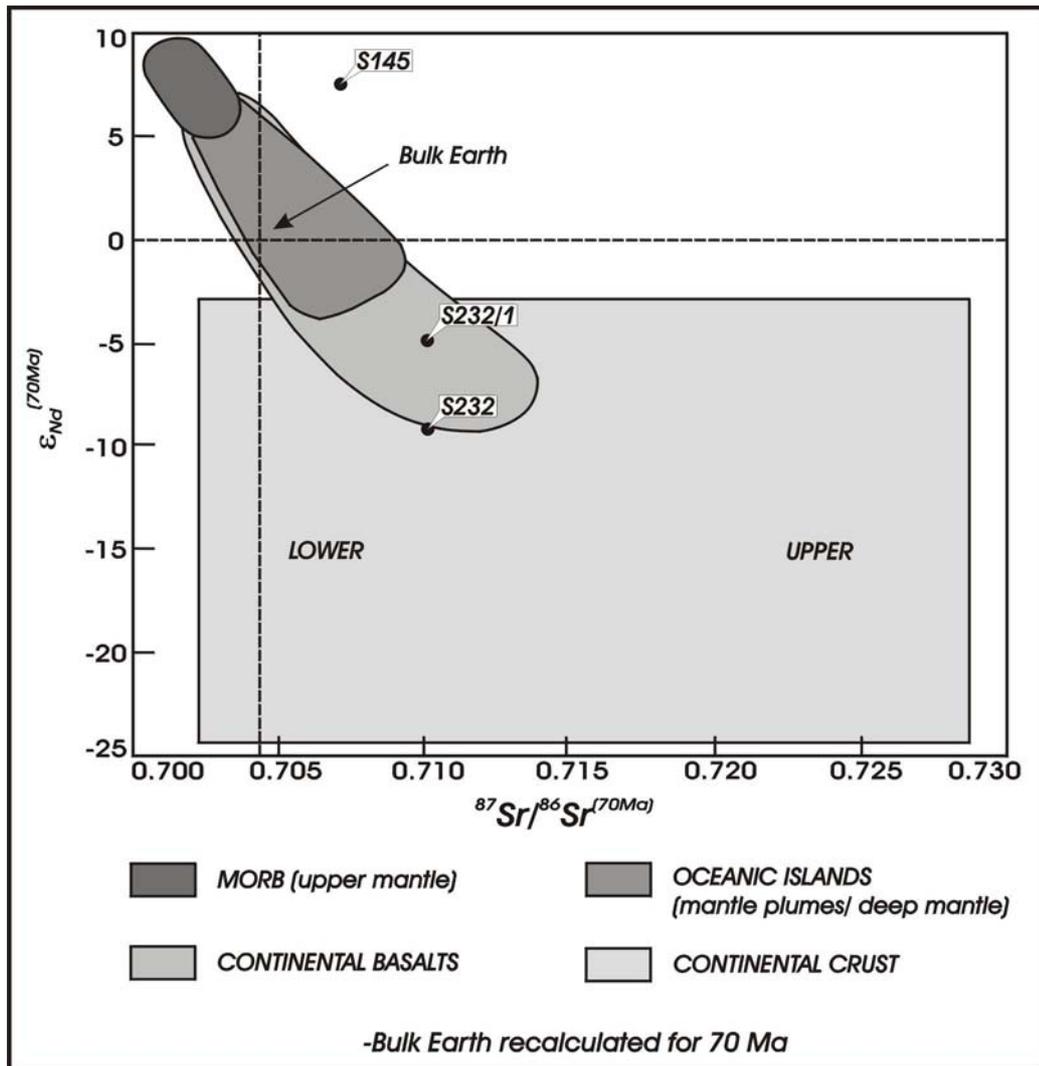
Diese petrogenetischen Betrachtungen stehen unter dem Vorbehalt der Bestätigung durch Daten höherer Dichte. Insbesondere qualitativ hochwertige ICP-MS-Spurenelementdaten und isotopengeochemische Daten sind gefordert, um eindeutigere Schlußfolgerungen zur Petrogenese der untersuchten Inselbogen-Magmatite zu ziehen. So stellt eine Kopplung von Sr-, Nd- mit Pb-Isotopendaten wie z.B. in den Arbeiten über die Kleinen Antillen von DAVIDSON (1986) und WHITE & DUPRÉ (1986), ggf. auch mit O- und Th-Isotopensignaturen, ein besonders wertvolles Werkzeug petrogenetischer Untersuchungen dar. In jedem Fall haben zukünftige Arbeiten in dieser Richtung die acht aufgezählten Aspekte in ihrer petrogenetischen Interpretation zu berücksichtigen.

### **6.2. Edukte der Eklogite**

Aufgrund der Tatsache, daß im Rahmen der geochronologischen Arbeiten die Rb-Sr- und Sm-Nd-Systematik lediglich einer einzigen Eklogitprobe S145 untersucht wurden, stellen die Sr-Nd-Isotopendaten nur eine stichprobenhafte Zusatzinformation zu den geochemischen Daten aus Abschnitt 5.4. dar. Zusätzlich wurden die blauschieferfaziellen, siliziklastischen Proben S232 und SS232/1 hinsichtlich ihrer Rb-Sr- und Sm-Nd-Systematik analysiert.

Allerdings treten zwei wesentliche Probleme bei der Interpretation der Sr-Nd-Isotopendaten auf. Erstens ist das Bildungsalter der Edukte weder des Eklogits noch der blauschieferfaziellen, siliziklastischen Proben ausreichend genug bekannt. Die zwingende Korrektur der Sr-Nd-Isotopendaten für den radioaktiven Zerfall ist somit recht vage. Zweitens war Sr während der metamorphen Entwicklung der Gesteine mit hoher Wahrscheinlichkeit mobil, wie schon anhand der Spurenelementverteilungsmuster in Abschnitt 5.4. diskutiert wurde.

Diesen zwei Problemen wird durch eine Begrenzung der Betrachtung der Sr-Nd-Isotopensignatur zum bzw. kurz nach dem Zeitpunkt der HP-Metamorphose begegnet. Wie im vorangegangenen Kapitel ausführlich dargelegt wurde, kann von einem HP-Metamorphosehöhepunkt der untersuchten Proben um 70 Ma ausgegangen werden. Auf dieser Aussage basierend, sind in Abbildung 6.2 die Sr-Nd-Isotopensignaturen aller drei HP-metamorphen Proben auf 70 Ma zurückgerechnet worden.



**Abbildung 6.2:** Sr-Nd-Isotopie der Gavilanes Proben zurückgerechnet für die Zeit der HP-Metamorphose – um 70 Ma (Referenzfelder der geochemischen Reservoirs aus WHITE, 1997)

Eine Sr-Mobilität nach der HP-metamorphen Überprägung auf dem retrograden Pfad der Metamorphose kann auch hier nicht vollständig ausgeschlossen werden. Allerdings läßt die Schnelligkeit der Exhumierung dieser Gesteine, die sich aus dem Vergleich der Rb-Sr- mit den  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altern unter Berücksichtigung ihrer Schließungstemperaturen (Tab.5.5.1) erahnen läßt und im nächsten Kapitel ausführlich diskutiert wird, eine eher geringe diaphthoretische Beeinflussung der Proben vermuten. Unter diesem Gesichtspunkt muß die Sr-Isotopie jedenfalls kritisch betrachtet werden.

Wie in Abbildung 6.2. dargestellt, liegt der Datenpunkt S145 außerhalb der Felder der einzelnen geochemischen Reservoirs. Er besitzt jedoch einen hohen  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -Wert (7,55). Dies entspricht Werten vom MORB- bzw. OIB-Reservoir. Das entsprechende  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis ist jedoch mit ca. 0,7075 viel zu hoch, so daß durch die in Erwägung gezogene Sr-Mobilität eine Veränderung des  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses hin zu höheren Werten vorstellbar ist. Die hohe Immobilität von Nd auch unter metamorphen Bedingungen rechtfertigt jedoch die Aussage,

daß der Eklogit S145 aufgrund seiner Nd-Isotopensignatur MORB- bzw. angereicherten basaltischen Gesteinen (OIB-Feld) ähnelt. Allerdings gilt diese Feststellung nur für den Zeitpunkt seiner HP-metamorphen Überprägung.

Wie im Abschnitt 5.5. diskutiert, ergaben U-Pb-Messungen zwei Schnittpunktalter, deren geologische Bedeutung allerdings nicht einwandfrei geklärt ist. Das UCI-Alter von ca. 1142 Ma ist wahrscheinlich mit dem Kristallisationsalter von Zirkon gleichzusetzen und könnte somit als Eduktalter des Eklogits S145 interpretiert werden. Eine primäre Herkunft von Zirkon in gabbroiden Gesteinen mit MORB-Charakter erscheint jedoch eher unwahrscheinlich. Alternativ besteht jedoch auch die Möglichkeit einer teilweisen Assimilation und somit des Ererbens von Zirkonkristallen aus möglicherweise krustalen Gesteinen im basischen Magma (E-MORB). Wie dieser Prozeß im einzelnen vonstatten ging, kann an dieser Stelle nicht geklärt werden. Jedenfalls bestünde bei einer Assimilation, verbunden mit einer thermischen Beanspruchung, ebenfalls die Möglichkeit der Rekristallisation von Zirkon. Unter diesem Aspekt betrachtet, würde das LCI-Alter von ca. 148 Ma die Rekristallisation einer ererbten Zirkonkomponente in einem basischen Magma repräsentieren und müßte somit als Kristallisations- bzw. Bildungsalter des magmatischen Edukts von Eklogit S145 interpretiert werden. Unterstützung erhält diese Hypothese durch die negative Nb-Anomalie von S145 (Abb. 5.3.5 in Kapitel 5.), die als Subduktionssignatur interpretiert wird. Dies würde bedeuten, daß auch das LCI-Alter ein potentiell Eduktalter des Eklogits darstellt.

Die Nd-Isotopensignatur wurde für beide Alterswerte zurückgerechnet und ist in Tabelle A2.3.6 dargestellt. Selbst bei dem hypothetischen Eduktalter von ca. 1142 Ma für den Eklogit S145 ändert sich nichts an der oben getroffenen Aussage; die Nd-Isotopensignatur ähnelt derjenigen von MORB- bzw. angereicherten basaltischen Gesteinen (OIB-Feld).

Der Vollständigkeit halber sei noch erwähnt, daß die beiden blauschieferfaziellen, siliziklastischen Proben zum Zeitpunkt der HP-Metamorphose krustale Isotopensignaturen aufwiesen. Die Datenpunkte beider Gesteine liegen in Abbildung 6.2 im Feld krustaler Gesteine, wie es von siliziklastischen Para-Metamorphiten zu erwarten ist.

Für die Petrogenese der Edukte der untersuchten Eklogite werden folgende wichtige Aspekte herausgestellt:

- [1] anhand des Fraktionierungsgrades der REE lassen sich zwei Gruppen unterscheiden:
  - A) deutliche Fraktionierung innerhalb der REE bei relativ hohen  $REE_{(gesamt)}$ -Konzentrationen (LREE-Anreicherung) und
  - B) geringe Fraktionierung innerhalb der REE bei relativ niedrigen  $REE_{(gesamt)}$ -Konzentrationen;
- [2] die REE-Verteilungsmuster korrelieren weitgehend mit der Zweiteilung aus [1], indem die Verteilungsmuster der ersten Gruppe eine E-MORB- und die zweite eine N-MORB-ähnliche Charakteristik aufweisen;

- [3] diese Erkenntnis wird durch die Nd-Isotopensignatur des Eklogits S145 gestützt, der seinem REE-Verteilungsmuster nach der zweiten Gruppe angehört;
- [4] negative Nb-Anomalien (S145 und S153) werden als Subduktionssignaturen interpretiert;
- [5] positive Eu-Anomalien (eindeutig bei S153) zeigen Kumulationsprozesse an;
- [6] anhand der Ta-Th-Yb-Signatur können die Eklogitedukte auf E-MORB-, N-MORB- und subduktionsgebundene, tholeiitische Magmatite begrenzt werden.

Ähnlich wie bei den Inselbogen-Magmatiten können aus diesen Aspekten auch hier nur unter Vorbehalt petrogenetische Schlußfolgerungen für die Edukte der Eklogite gezogen werden. Als die Aussage limitierende Faktoren gelten dabei die Elementmobilitäten (besonders REE und HFSE) während der eklogitfaziellen Metamorphose. Unter der Annahme, daß diese nahezu vernachlässigbar sind, kann gesagt werden, daß sich der Primärchemismus der Eklogite mit hoher Wahrscheinlichkeit von E-MORB- über N-MORB-ähnliche bis hin zu Signaturen von überwiegend tholeiitischen, subduktionsgebundenen Magmatiten eingrenzen läßt. Subchondritische Nb/Ta-Verhältnisse der Eklogitproben bedürfen einer genaueren Überprüfung.

## **7. Zeitliche Entwicklung der untersuchten Einheiten Zentralkubas**

### **7.1. Thermochronologie**

Durch die Kombination von geochronologischen Daten mit den Temperaturintervallen für die Schließung des entsprechenden Isotopensystems bzw. für das Ausheilen von Spaltspuren (Spaltspuren-Methode) entsteht ein thermochronologischer Datensatz, welcher eine zeitliche Evaluierung der thermischen Entwicklung von Gesteinen bzw. Gesteinskomplexen erlaubt. Grundlage dafür bildet das Konzept der Schließungstemperatur isotopischer Systeme. DODSON (1973) definierte die Schließungstemperatur ( $T_c$ ) sinngemäß als “die Temperatur, die das Mineral zur Zeit des isotopisch ermittelten Alters erfahren hat”. Demnach läßt sich  $T_c$  wie folgt berechnen:

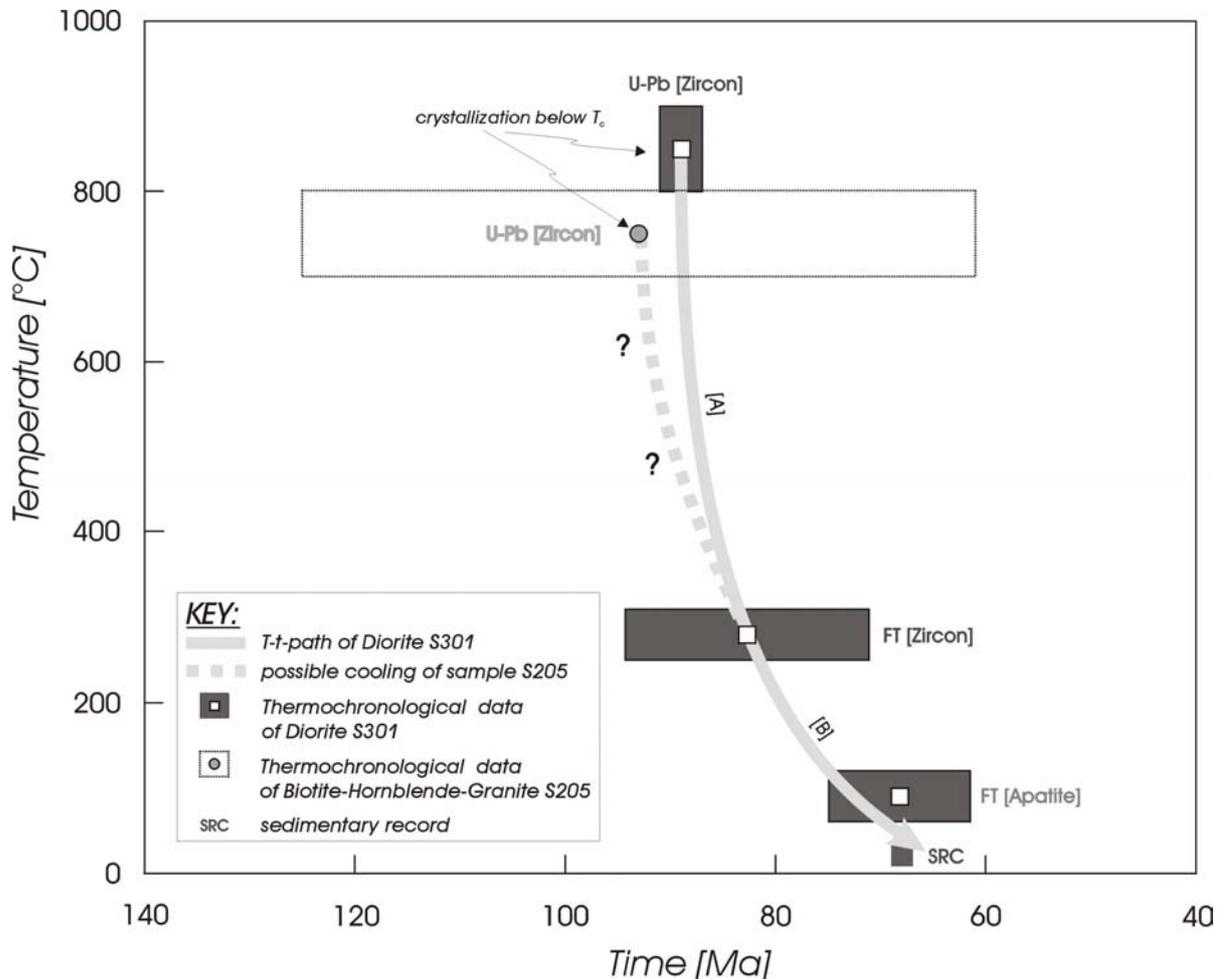
$$T_c = \frac{E_a / R}{\ln\left(\left(A * R * T_c^2 * D_0 / a^2\right) / \left(E_a * C_r\right)\right)}$$

wobei  $E_a$  = Aktivierungsenergie,  $R$  = Gaskonstante,  $A$  = Geometriefaktor (z.B. Kugel, infinites Zylinder oder infinite Platte),  $D_0$  = Häufigkeit bzw. -faktor,  $a$  = effektiver Diffusionsradius,  $C_r$  = Abkühlrate.

Um diese Formel anwenden zu können, muß die Mineralphase von einer wesentlich höheren Temperatur als  $T_c$  abkühlen. Allerdings ist bei der Anwendung von Schließungstemperaturen Sorgfalt geboten, da die Schließung isotopischer Systeme, wie schon teilweise aus der oben genannten Formel ersichtlich ist, nicht nur von der Temperatur abhängt. So ist  $T_c$  stark vom effektiven Diffusionsradius abhängig (d.h. von der Korngröße, z.B. von der Größe von Entmischungslamellen bei Entmischungserscheinungen), kann aber auch von der stofflichen Zusammensetzung des Minerals, der stofflichen Zusammensetzung eines umgebenden Fluids und/oder von deformativen Überprägungen abhängen. So sieht VILLA (1998) generelle Probleme bei der Anwendbarkeit des Konzepts der Schließungstemperatur. Durch eine detaillierte Untersuchung der petrographischen Verhältnisse der zu datierenden Mineralphase kann diesem Problem begegnet werden und eine thermochronologische Datenbasis auf geologische Fragestellungen angewandt werden. Erfolgreiche Beispiele dafür sind z.B. bei PARRISH et al. (1988), MEZGER et al. (1989) und COSCA et al. (1991) nachzulesen.

Die in den Tabellen 3.4.1, 4.5.1 und 5.5.1 der vorangegangenen Kapitel zusammengefaßten Alter bzw. Daten in Verbindung mit den dort angegebenen Temperaturen repräsentieren solche “petrographisch geprüften” thermochronologischen Datensätze (z.B. Deformationsränder an Muskovit, Rekristallisation von Zirkon). Sie bilden somit die Grundlage für die Diskussion der zeitlichen Temperaturentwicklung der untersuchten Gesteine.

Abbildung 7.1 zeigt hauptsächlich den T-t-Pfad des Diorits S301. Über den Biotit-Hornblende-Granit S205 ist bisher nur so viel bekannt, daß er wahrscheinlich etwas älter als S301 ist, d.h. daß er früher auskristallisierte bzw. intrudierte (vgl. Abschnitt 3.4.3.). Intrusionstemperaturen wurden über den Mineralbestand unter Berücksichtigung experimenteller Daten aus CLARKE (1992), die auf Untersuchungen von WYLLIE (1977) und HUANG & WYLLIE (1981a, 1981b, 1986) zurückgehen, abgeschätzt.



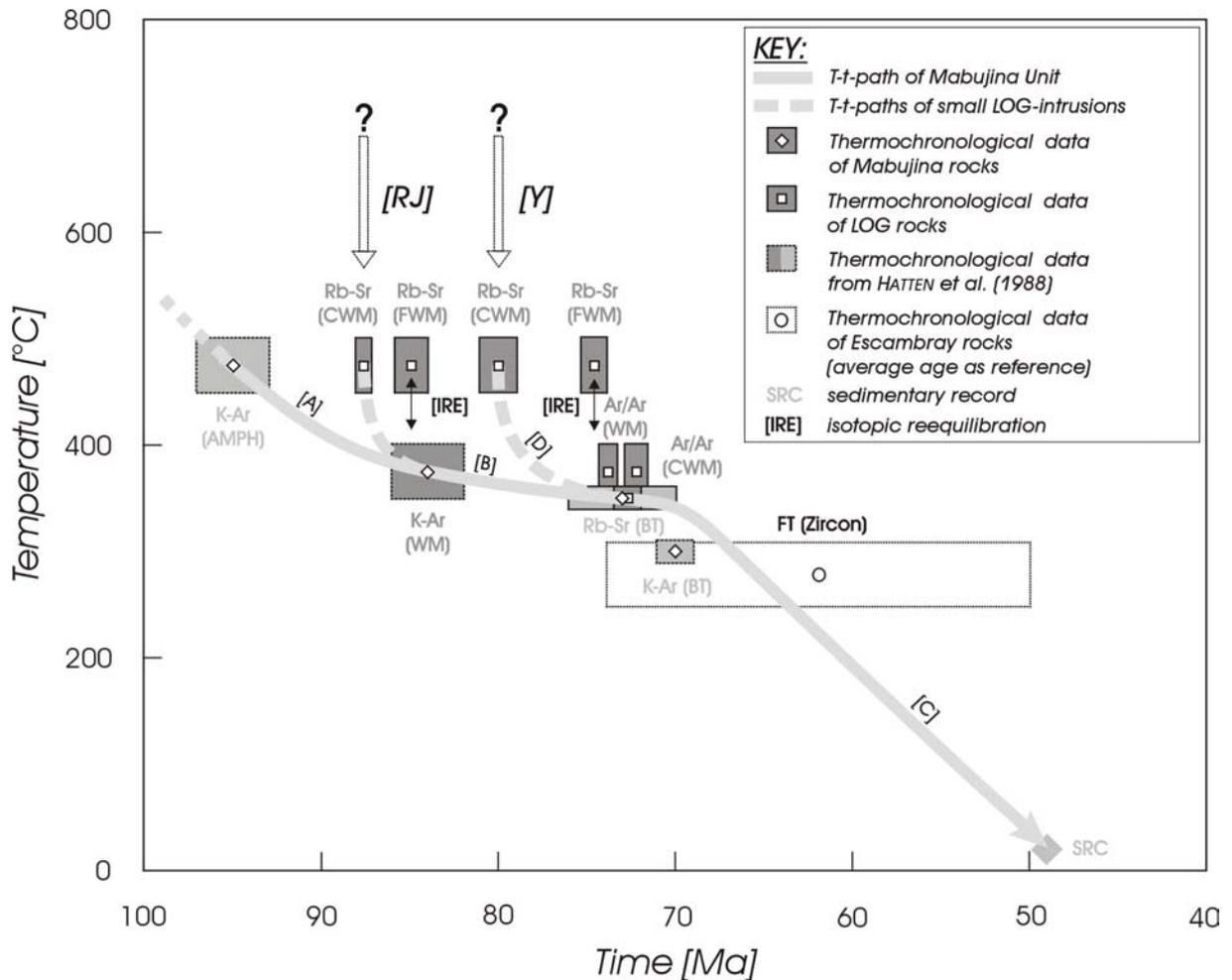
**Abbildung 7.1:** T-t-Entwicklung der bearbeiteten Inselbogen-Plutonite S301 und S205 (geschätzte Abkühlraten: [A] ca. 90 °C/Ma, [B] ca. 13 °C/Ma, abgeschätzte Intrusionstemperaturen aus CLARKE, 1992)

Es ist ein generell steiler T-t-Pfad für S301 in Abbildung 7.1 zu erkennen. Die initiale Abkühlung mit einer geschätzten Abkühlrate um 90 °C/Ma wird als Abkühlung des frisch intrudierten, plutonischen Körpers aufgrund eines starken Temperaturkontrastes zu seinem Intrusionsrahmen interpretiert. Die finale Abkühlung (ca. 13 °C/Ma) hingegen repräsentiert wahrscheinlich die überwiegend erosionsgetriebene, post-kollisionale Exhumierung etwas tieferer, nichtmetamorpher Sequenzen des kretazischen Inselbogens während einer spät-kretazischen Periode (ca. 80-65 Ma) relativer tektonischer Stabilität. Der steile Verlauf des T-t-Pfades, die geochronologischen Daten und das Vorkommen von Detritus von Inselbogen-Plutoniten

(KANCHEV, 1978) ab ca. 68 Ma bestätigen hervorragend die von STANEK (2000) postulierte ab ca. 65 Ma beginnende NO-gerichtete Überschiebung einer SW-einfallenden Subduktionszone einschließlich ihrer HP-metamorphen Gesteine durch Teile des kretazischen Inselbogens. Diese Teile des kretazischen Inselbogens beinhalten auch die in Zentralkuba aufgeschlossenen Inselbogen-Plutonite, welche von STANEK (2000) als Reste der ehemaligen magmatischen Achse des Inselbogens angesehen werden. Die Inselbogen-Plutonite und somit weite Teile des kretazischen Inselbogens waren zu diesem Zeitpunkt weitestgehend abgekühlt und teilweise schon erodiert, somit wurde ein Überleben der relativ niedrig-temperierten HP-metamorphen Gesteine des Escambray Massivs bei der Überführung durch den nur noch reliktsch vorhandenen Inselbogen sichergestellt. Dies stellt eine räumliche Umkehr der metamorphen Zonierung innerhalb eines *“paired metamorphic belts”* im Sinne von MIYASHIRO (1961) dar. Rezent befinden sich in Zentralkuba südlich der nach SW-einfallenden CMT (vgl. Abb. 1.1 – *“Cuban Main Thrust”*) die *“low P/T”*-Gesteine des kretazischen Inselbogens und seines ophiolithischen Fundaments, gefolgt von den *“low P/T”*-Gesteinen der Mabujina Einheit und den im S anschließenden *“high P/T”*-Gesteinen der Gavilanes Einheit.

Leider gibt es noch keine Daten, die direkte Rückschlüsse auf den geothermischen Gradienten im kretazischen Inselbogen erlauben. Allerdings schätzte GREVEL (2000) für die epidot-amphibolitfaziellen Gesteine der Mabujina Einheit (*“Wurzel des Inselbogens”*) eine Temperaturzunahme von ca. 30 °C pro km ab. Für die *“low P/T”*-Gesteine des Inselbogens dürfte es sich sogar um eine Temperaturzunahme >30 °C pro km handeln, so daß die finale Abkühlung des Diorits S301 einer geschätzten Exhumierungs- bzw. Erosionsrate von <0,4 mm/a entsprechen würde, was auf eine Intrusionstiefe des Diorits S301 von maximal ca. 5-6 km hindeutet.

Die Dauer der magmatischen Aktivität des Inselbogens läßt sich nicht vollständig aus Abbildung 7.1 abschätzen. Allerdings liegt es bei einer erosionsbedingten, finalen Abkühlphase von Diorit S301 nahe, daß die magmatische Aktivität im Inselbogen um 80 Ma zum Erliegen kam. Dieses Indiz wird durch die Kristallisationsalter spät- bis post-kinematischer, kleinvoluminöser, granitoider Pegmatite innerhalb der Mabujina Einheit bestätigt, wie in Abbildung 7.2 zu sehen ist.

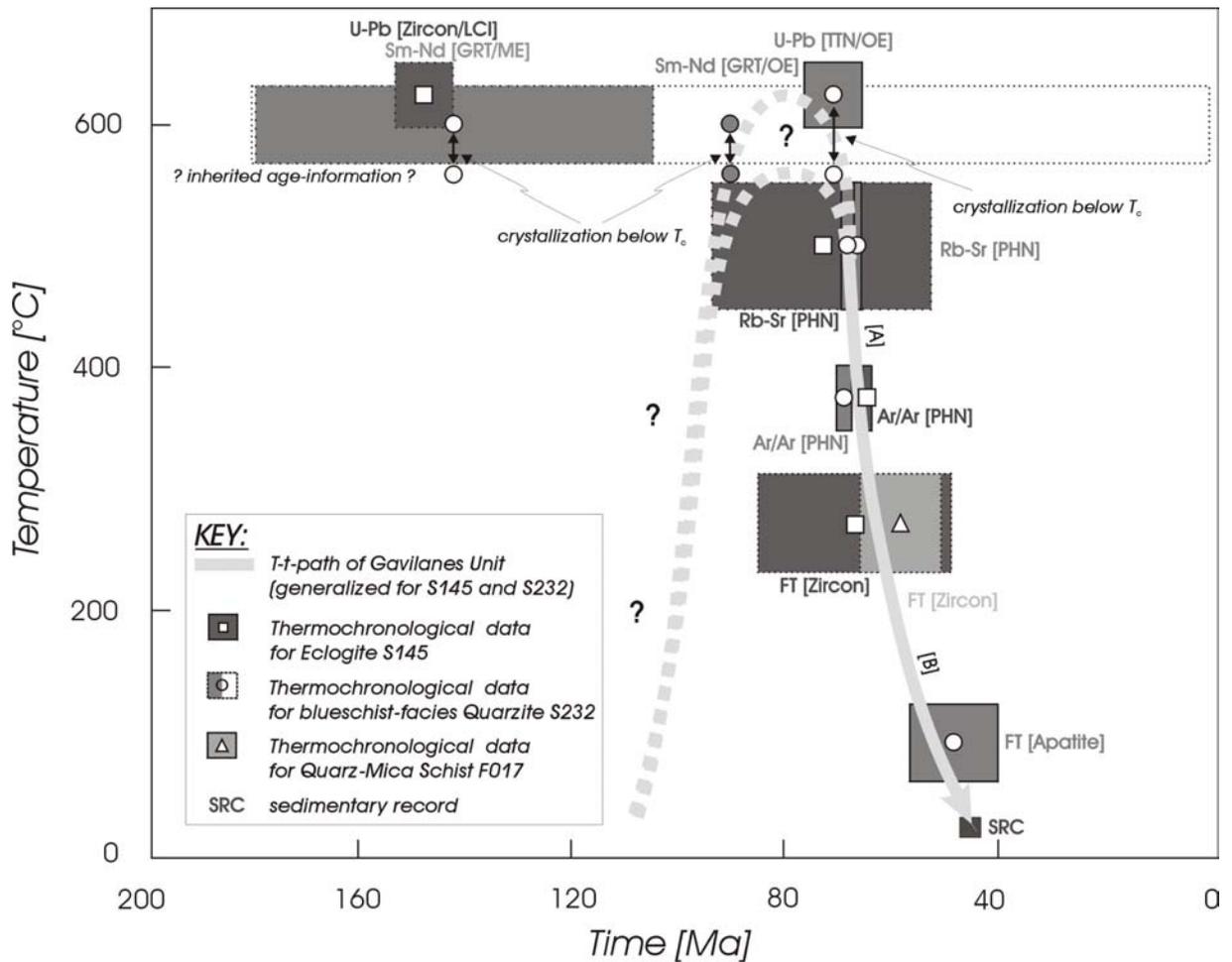


**Abbildung 7.2:** T-t-Entwicklung der granitoiden Pegmatite (LOGs) und der metamorphen Gesteine der umgebenden Mabujina Einheit (geschätzte Abkühlraten: [A] ca. 9 °C/Ma, [B] ca. 2 °C/Ma, [C] ca. 14 °C/Ma, [D] ca. 13-38 °C/Ma)

Im Zeitraum von ungefähr 87-80 Ma nahmen kleinvoluminöse, granitoide Intrusionen bei Temperaturen vermutlich zwischen 600-700 °C innerhalb der epidot-amphibolitfaziellen Mabujina Einheit Platz, wobei diese im Gebiet des Rio Jicaya [RJ] mit  $87,6 \pm 0,4$  Ma älter sind als die mit  $80 \pm 1$  Ma datierten Intrusionen im Gebiet des Cantera Yayabo. Da es sich um recht kleine magmatische Körper handelt und der Intrusionsrahmen offensichtlich nur noch Temperaturen zwischen 350-475 °C hatte (siehe Abb. 7.2), kühlten diese geochemisch den LOGs zuzuordnenden, magmatischen Gesteine relativ schnell mit 13 bis 38 °C/Ma [D] auf die Temperaturen der umgebenden Mabujina Einheit ab. Um 73 Ma hatten sowohl die LOGs als auch die Metamorphite der Mabujina Einheit eine gemeinsame Temperatur von ca. 350 °C. Für die epidot-amphibolitfaziellen Gesteine der Mabujina Einheit ist anzunehmen, daß sie während des Metamorphosehöhepunktes Drücke von 5-9 kbar (MW – "Mittelwert": 5 kbar) und Temperaturen zwischen 610 und 730 °C (MW: 670 °C) erfahren haben (vgl. Kapitel 1.). Zeitlich ist dieser nicht bestimmt, doch muß das Metamorphosealter größer als  $95 \pm 2$  Ma (K-Ar-

Abkühlalter an Hornblende nach HATTEN et al., 1988) sein. Von ca. 95 Ma kühlt die Mabujina Einheit mit ca. 9 °C/Ma [A] auf Temperaturen von ca. 375 °C ab, die wahrscheinlich bei 84±2 Ma (K-Ar-Abkühlalter an Muskovit nach HATTEN et al., 1988) erreicht wurden. Danach verlangsamt sich die Abkühlrate auf Werte um 2 °C/Ma [B], um nach ca. 73 Ma (73±3 und 73±1 Ma – Rb-Sr-Abkühlalter an Biotit bzw. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Abkühlalter an Muskovit in dieser Arbeit) mit einer Rate von ca. 14 °C/Ma [C] weiter abzukühlen.

Die Abkühlrate von ca. 9 °C/Ma unter [A] in Abbildung 7.2 würde bei einem geothermischen Gradienten von ca. 30 °C/km (GREVEL, 2000) einer Exhumierungsrate von 0,3 mm/a entsprechen, allerdings fehlen zu dieser Zeit jegliche Anzeichen für stärkere Exhumierungstendenzen im Bereich des Inselbogens. Dies wird in diesem Zusammenhang als thermischer Beitrag "kalten", subduzierten Materials zur Abkühlung der metamorphen Inselbogenwurzel im initialen Stadium der Inselbogen-Kontinent-Kollision interpretiert. Das Verlangsamen der Abkühlrate auf Werte um ca. 2 °C/Ma im Zeitraum von 84-73 Ma könnte Ausdruck des Erliegens der Subduktionsaktivität sein und korreliert mit der weiter oben schon beschriebenen spät-kretazischen Periode relativer tektonischer Stabilität im Bereich des Inselbogens. Die sich daraus ergebende Rate des Aufstieges der Mabujina Metamorphite von <0,1 mm/a (bei ca. 30 °C/km) kann somit durchaus als Erosionsrate interpretiert werden. Nach ca. 73 Ma hingegen scheint die Abkühlung der Mabujina Einheit stärker durch tektonische Exhumierungsaktivitäten geprägt gewesen zu sein, welche schließlich um 48 Ma zu ihrer vollständigen Exhumierung führten. Dies drückt sich durch einen Anstieg der Abkühlgeschwindigkeit auf Werte um 14 °C/Ma aus, die Exhumierungsraten um 0,5 mm/a (bei ca. 30 °C/km) entsprechen. Jedoch ist der geothermische Gradient besonders während der finalen Abkühlphase bei der Exhumierung nicht als konstant zu betrachten, sondern nähert sich wahrscheinlich "normaleren" Werten an, so daß die abgeschätzte finale Exhumierungsrate von 0,5 mm/a eher einen unteren Grenzwert darstellt, die "tatsächlichen" Werte wahrscheinlich zwischen 0,5 und 1,5 mm/a betragen haben dürften. Dieser finale Abschnitt des Abkühlpfades der Mabujina Einheit, die nach STANEK et al. (1998, 2000) einst die Metamorphite des Escambray Massivs als tektonische Hülle überlagerte, korreliert hervorragend mit den T-t-Daten der untersuchten HP-metamorphen Gesteine der unterlagernden Gavilanes Einheit. Abbildung 7.3 zeigt den Abkühlpfad der Proben S145 und S232.



**Abbildung 7.3:** T-t-Entwicklung des blauschieferfaziellen Quarzits S232 und des Eklogits S145 aus der HP-metamorphen Gavilanes Einheit (geschätzte Abkühlraten: [A] ca. 40 °C/Ma, [B] ca. 14 °C/Ma)

Wie in Abschnitt 5.6.4. schon erläutert wurde, ist der Metamorphosehöhepunkt der HP-metamorphen Gesteine nicht unmittelbar geochronologisch zu fassen. Rb-Sr-Alter an Phengit liefern jedoch eine sehr gute untere zeitliche Begrenzung. Bei einem sehr steilen Verlauf des initialen Stadiums der Abkühlung, wie er durch die Rb-Sr- und  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter definiert wird, ergibt die Extrapolation des Abkühlpfades auf die von GREVEL (2000) bestimmten Temperaturen der maximalen metamorphen Bedingungen Werte von ca. 71 (S232) und ca. 71-73 Ma (S145) für den Metamorphosehöhepunkt. Wie lange die Gesteine jedoch schon diesen Bedingungen ausgesetzt waren, geht nicht aus den Daten hervor. Ein sehr langes Verweilen in diesem Temperaturbereich ist, wie auch schon in Abschnitt 5.6.4. diskutiert, unwahrscheinlich. Als obere Zeitmarke für die HP-Metamorphose ist möglicherweise das Ende der magmatischen Aktivität im Inselbogen um ca. 80 Ma zu betrachten, da sich zu dieser Zeit die Subduktion durch die Kollision des Inselbogens mit dem Sedimentfächer der Bahamas-Plattform verlangsamt haben dürfte und wahrscheinlich ganz zum Erliegen kam. Mit großer Sicherheit kann jedoch gesagt werden, daß die Abkühlung der HP-Metamorphite und auch

ihre Exhumierung sehr rasch erfolgte. Nach dem Erreichen des Metamorphosehöhepunktes kühlten die beiden untersuchten Gesteine zunächst gemeinsam mit einer hohen Abkühlrate von ca.  $40\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  [A] ab (Abb. 7.3). Dies entspricht bei einem geothermischen Gradienten von  $8\text{-}10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  (Grevel, 2000) einer initialen Exhumierungsrate von ca.  $4,4\text{ mm/a}$ . Abkühl- und Exhumierungsrate repräsentieren hierbei einen Mittelwert. Für den Eklogit S145 wurden z.T. etwas höhere Werte ( $34\text{-}50\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  und  $3,8\text{-}5,6\text{ mm/a}$ ) und für den blauschieferfaziellen Quarzit S232 niedrigere Werte ( $31\text{-}37\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$  und  $3,5\text{-}4,1\text{ mm/a}$ ) abgeschätzt. Dies bedeutet, daß die HP-Metamorphite der Gavilanes Einheit im Zeitraum von  $66\text{-}58\text{ Ma}$  in einer Tiefe von ca.  $20\text{ km}$  mit den Quarz-Karbonat-Glimmerschiefern der Pitajones Einheit zusammentrafen, die in Abbildung 7.3 stellvertretend durch Probe F017 dargestellt sind. Die weitere gemeinsame Heraushebung der Gesteine beider metamorpher Einheiten des Escambray Massivs ist durch eine niedrigere Abkühlrate von ca.  $14\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ , ähnlich der des finalen Stadiums der Abkühlung der Mabujina Einheit, jedoch einer dreifach höheren Exhumierungsrate von ca.  $1,5\text{ km/Ma}$  gekennzeichnet. Die Korrelation zwischen den Daten der Gavilanes bzw. Pitajones und der Mabujina Einheit wird in Abbildung 7.4 deutlich.

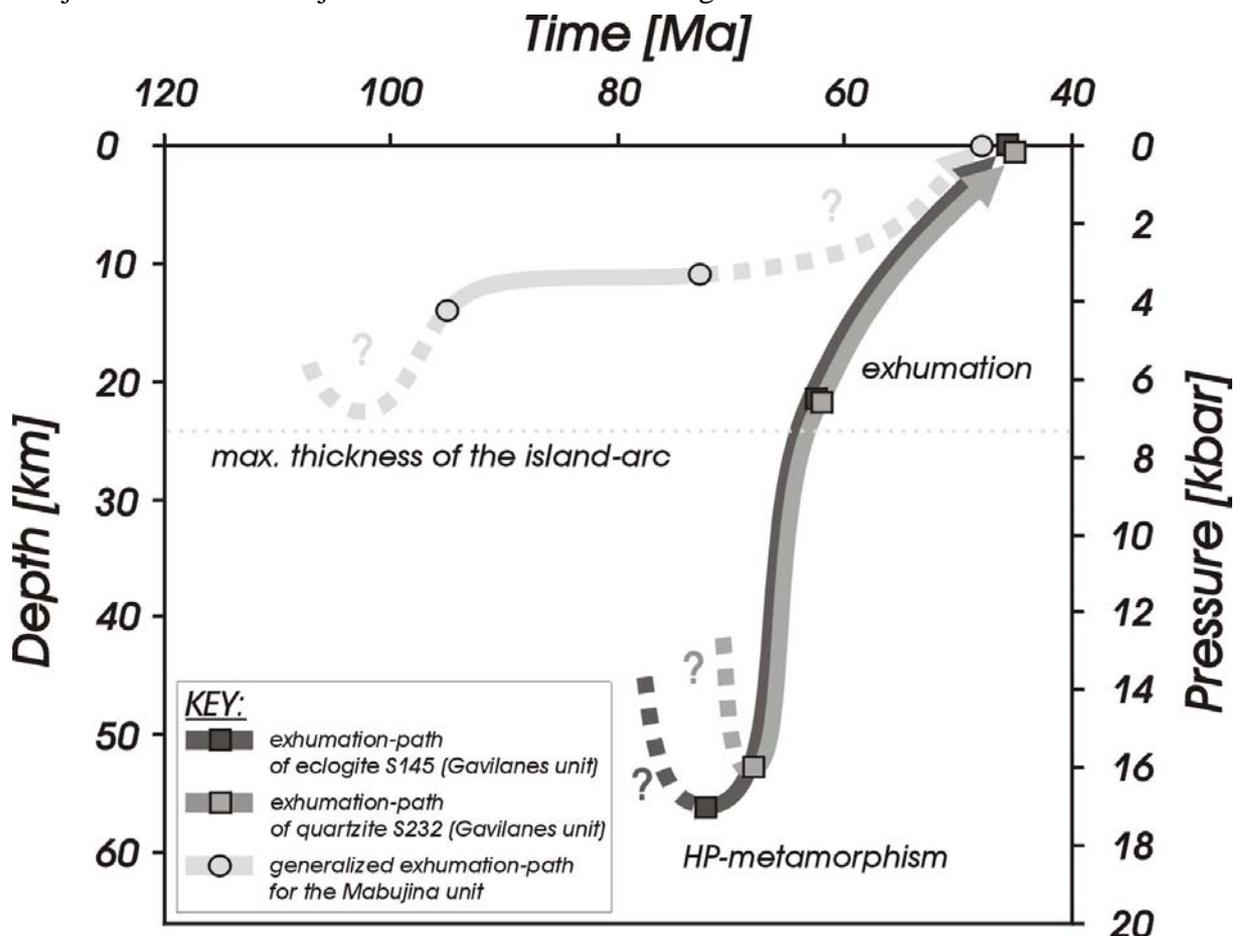


Abbildung 7.4: p-t-Entwicklung der HP-metamorphen Gesteine S145 und S232 der Gavilanes Einheit sowie der epidot-amphibolitfaziellen Gesteine der Mabujina Einheit

Wie in dieser Darstellung sichtbar wird, befanden sich die Gesteine der Mabujina Einheit zum Zeitpunkt, der für die HP-Metamorphose der Gesteine der Gavilanes Einheit (68-73 Ma) am wahrscheinlichsten ist, in einem höheren Krustenniveau. Da die Mabujina Metamorphite bei  $95 \pm 2$  Ma einem Druck von ca. 4 kbar ausgesetzt waren und eine Abkühlung um ungefähr  $125^\circ\text{C}$  im Zeitraum zwischen 95-73 Ma stattfand, die zumindest teilweise durch Erosions- bzw. Exhumierungsprozesse gekennzeichnet gewesen sein dürfte, müssen sie bei ca. 73 Ma einem Druck  $< 4$  kbar ausgesetzt gewesen sein. Dies entspricht ungefähr noch einer Versenkungstiefe von  $< 13$  km (Faktor 3,3). Es wurde ein Faktor von 3,3 gewählt (vgl. z.B. SPEAR, 1993), da es sich bei den überlagernden Gesteinen des Inselbogens überwiegend um basische Gesteine handelt. Somit kann bei ca. 73 Ma von einer Tiefe der Mabujina Gesteine von ungefähr 10-13 km ausgegangen werden.

Dies steht im deutlichen Kontrast zu den HP-metamorphen Gesteinen der Gavilanes Einheit, welche zum Zeitpunkt von ca. 73 Ma hochdruckfaziell bei ca. 16 kbar (S232) bzw. ca. 17 kbar (S145) überprägt wurden. Dies spricht für Versenkungstiefen von ungefähr 53-56 km. Diese Werte stimmen mit denen überein, die GREVEL (2000) generell für die Gavilanes Einheit angibt, allerdings berichtet sie auch Drücke von bis zu 25 kbar in Eklogiten, was einer Versenkungstiefe von maximal ca. 80 km entspricht. Auf ihrem gemeinsamen Weg an die Oberfläche können anhand der Paragenese Amphibol-Chlorit-Hellglimmer-Epidot-Albit-Quarz Drücke um 6,5 kbar bei ca.  $320^\circ\text{C}$  abgeschätzt werden (vgl. Abschnitt 1.2.), so daß die HP-Metamorphite im Zeitraum von 62-66 Ma eine Tiefe von ca. 20 km erreicht gehabt haben müssen. Um 45 Ma erreichten die Metamorphite des Escambray Massivs (Gavilanes und auch Pitajones Einheit) kurz nach den Gesteinen der Mabujina Einheit (ca. 48 Ma) die Erdoberfläche.

Somit kann aus Abbildung 7.4 zusammenfassend für die Gesteine der Gavilanes Einheit und der tektonisch überlagernden Mabujina Einheit (möglicherweise auch der Pitajones Einheit) geschlossen werden, daß die Exhumierung der metamorphen Einheiten nahezu zeitgleich im Zeitraum von 68-73 Ma, jedoch mit unterschiedlichen Exhumierungsraten begann. Dies fällt mehr oder weniger mit dem Höhepunkt der HP-metamorphen Überprägung der untersuchten Eklogite bzw. blauschieferfaziellen Gesteine der Gavilanes Einheit zusammen. Da die Exhumierungsraten der metamorphen Gesteine des Escambray Massivs (Gavilanes und Pitajones Einheit) sich größtenteils auch im weiteren zeitlichen Verlauf von denen der Mabujina Einheit unterscheiden, ist davon auszugehen, daß krustale Extensionstektonik ein wesentlicher Prozeß bei der Exhumierung war (vgl. z.B. SPEAR, 1993).

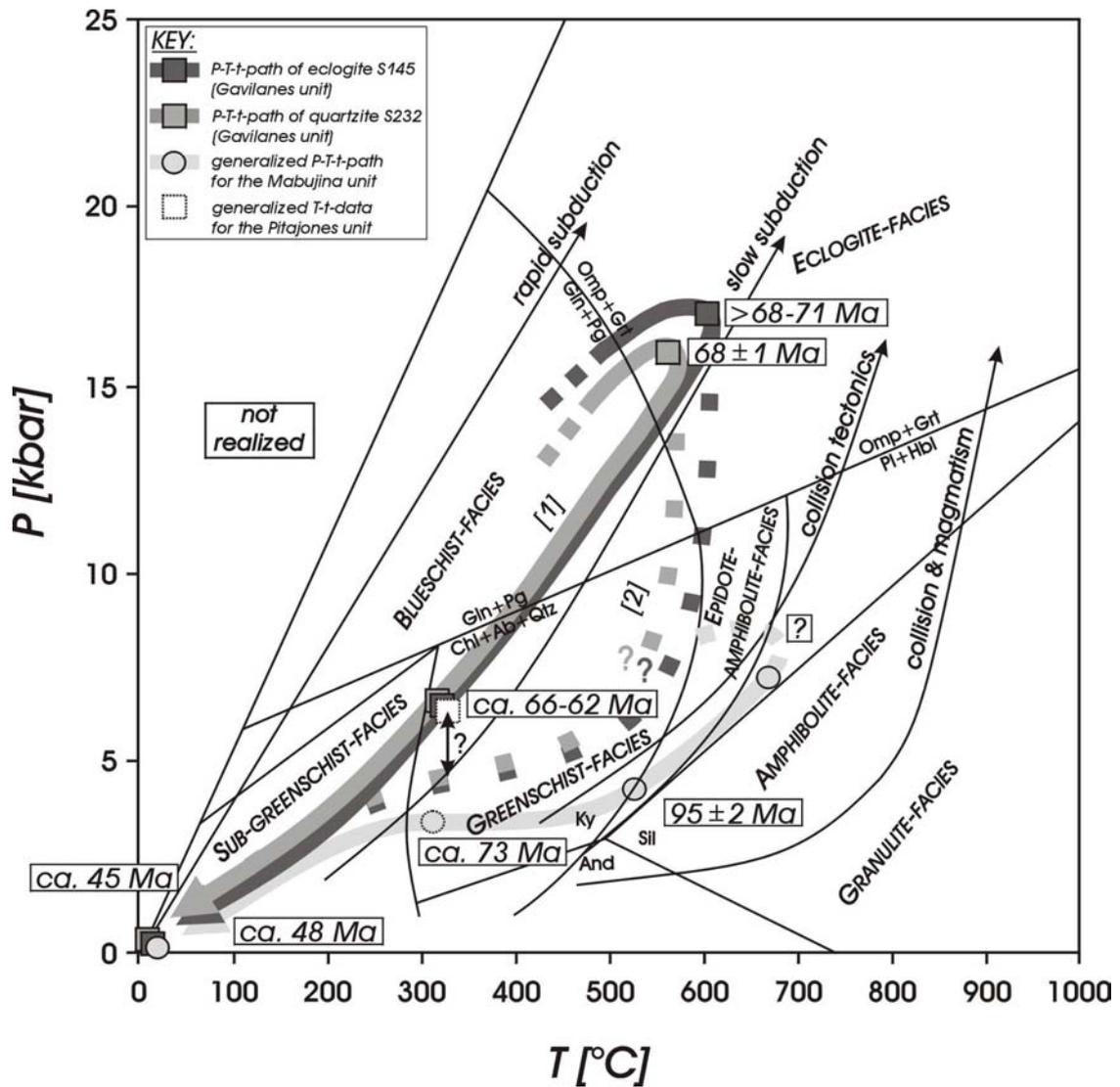
Die direkt aus dem Datensatz in Abbildung 7.4 abgeschätzten Exhumierungsraten decken sich weitgehend mit den oben über den geothermischen Gradienten abgeschätzten Exhumierungsraten. Generell muß allerdings gesagt werden, daß es sich bei allen angegebenen Raten um abgeschätzte Werte handelt, deren Aussagekraft durch einen nicht abschätzbaren

Fehler begrenzt wird. Diese Unsicherheiten können extrem ansteigen, wenn es sich um sehr schnelle Prozesse (z.B.  $>10$  °C/Ma) handelt (vgl. MEZGER, 1990). Unter diesem Gesichtspunkt muß die initiale Exhumierungsrate von ca. 4,4 mm/a für die HP-Metamorphite der Gavilanes Einheit kritisch hinterfragt werden, zumal sich die höchsten bekannten Exhumierungsraten für die post-kollisionale Exhumierung bei einer Kontinent-Kontinent-Kollision mit ca. 5 mm/a vom Nanga Parbat Massiv im Himalaja (SHRODER, 1989; ZEITLER et al., 1993; LELAND et al., 1998) in derselben Größenordnung bewegen. Wahrscheinlich ist die post-kollisionale Exhumierung bei einer Inselbogen-Kontinent-Kollision nicht ganz so spektakulär, doch muß für die HP-Metamorphite des Escambray Massivs von einer ebenfalls schnellen Exhumierung ausgegangen werden, wie sie auch typisch für "Himalayan type" Kollisions-orogene ist.

### **7.2. Ansatz eines p-T-t-Pfades für metamorphe Deckeneinheiten des Escambray Massivs**

Der von GREVEL (2000) für verschiedene metamorphe Gesteine der Gavilanes, Pitajones, Yayabo und Mabujina Einheit aufgestellte p-T-Pfad kann teilweise nur exemplarisch für bestimmte Proben mit thermochronologischen Daten unterlegt werden. So erklärt sich auch, wie oben schon erwähnt, daß der zeitliche Verlauf der retrograden Metamorphoseentwicklung nur stichprobenhaft für die HP-metamorphen Gesteine der Gavilanes Einheit evaluiert werden kann. Die maximalen metamorphen Bedingungen können mit 16-22 kbar bei 530-610 °C (blauschieferfazielle Gesteine) bzw. 16-25 kbar bei 580-630 °C (Eklogite) durchaus höher sein als die der in Abbildung 7.5. dargestellten Proben S145 und S232. Aufgrund der Existenz von U-Pb-Daten für Zirkon aus eklogitfaziellen Gesteinen von  $102 \pm 2$  (HATTEN et al., 1988) bzw. um 106 Ma (MATTINSON, pers. Mitteilung) für eklogitfazielle Gesteine der Lokalität "Loma de Los Guapos/TDD" ist es nicht vollständig geklärt, ob es nicht auch verschiedene Alter für die HP-Metamorphose im Bereich des Escambray Massivs gibt. Dies wäre möglich, da die HP-metamorphen Gesteine oft als Scherkörper bzw. Boudins in einer tektonischen Melange vorkommen. Somit könnten verschiedene Gesteine zu unterschiedlichen Zeiten unterschiedlich tief subduziert und dabei unterschiedlichen metamorphen Bedingungen ausgesetzt gewesen sein. Leider ist die Beschaffenheit der Zirkone (i.S.v. Habitus und Internstrukturen) an denen diese U-Pb-Alter bestimmt wurden, nicht näher bekannt.

Somit zeigt die Abbildung 7.5 vorrangig die p-T-t-Entwicklung des Eklogits S145 und des blauschieferfaziellen Quarzits S232 aus der Gavilanes Einheit und den generalisierten p-T-t-Pfad für die epidot-amphibolitfazielle Mabujina Einheit.



**Abbildung 7.5:** p-T-t-Entwicklung der HP-metamorphen Proben S145 und S232 der Gavilanes Einheit und der epidot-amphibolitfaziellen Gesteine der Mabujina Einheit (Faziesraster in Anlehnung an SPEAR, 1993)

Wie deutlich wird, kommen im wesentlichen zwei alternative Möglichkeiten für den Verlauf des p-T-Pfades der beiden Gavilanes-HP-Metamorphite in Frage. Unter [1] in der Abbildung 7.5 ist der Verlauf nach GREVEL (2000) dargestellt. Dieser würde implizieren, daß es sich bei diesen Gesteinen um kleindimensionale, tektonisch begrenzte Gesteinskörper handelt, die möglicherweise in einer Melange eine rasche Exhumierung bei simultaner, rascher Druck- und Temperatursenkung erfahren haben. Diese Annahme korreliert weitgehend mit den Feldbeobachtungen. Alternativ könnte der p-T-Pfad jedoch auch als Pfad isothermaler Dekompression gezeichnet werden, wie es unter [2] der Abbildung 7.5 erfolgt ist. Allein aus dem begrenzten p-T-Datensatz dieser beiden HP-metamorphen Gesteine läßt sich dies nicht mit vollständiger Sicherheit entscheiden. Die hohen bis sehr hohen Abkühlraten bei ebenso hohen Exhumierungsraten scheinen eher für die erste Variante zu sprechen.

**Literaturverzeichnis**

- ANDERS, E. & GREVÈSSE, N., 1989, Abundances of the elements – meteoric and solar, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 197-214
- ANDERSON, S.W., 1992, *Geochemistry and petrology of the hornblende gabbro of Mount Gleason, San Gabriel Mountains, Los Angeles County, California* [thesis], California State University, Northridge, 120 p.
- AQUILINA, L., DIA, A.N., BOULÉGUE, J., BOURGOIS, J. & FOUILLAC, A.M., 1997, Massive barite deposits in the convergent margin off Peru: Implications for fluid circulation within subduction zones, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61/6, p. 1233-1245
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, *Chemical Geology*, v. 48, p. 43-55
- BAU, M., 1996, Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 123, p. 323-333
- BENISEK A. & FINGER, F., 1993, Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 114, p. 441-451
- BIBIKOVA, E.B., SOMIN, M.L., GRACEVA, T.V., MAKAROV, V.A., MILLAN, G. & CHUKOLJUKOV, J.A., 1988, Perwyje rezultaty U-Pb-datirowanija metamorfitscheßkich porod Bolschoi Antilskoi dugi: wosraßt kompleksa mabuchina, *Kuby, Geologija*, v. 301/4, p. 550-552
- BOUNDY, T.M., MEZGER, K. & ESSENE, E.J., 1997, Temporal and tectonic evolution of the granulite-eclogite association from the Bergen Arcs, western Norway, *Lithos*, v. 39, p. 159-178
- BURKE, K., COOPER, C., DEWEY, J.F., MANN, P. & PINDELL, J.L., 1984, Caribbean tectonics and relative plate motions *in* BONINI, W., HARGRAVES, R.B. & SHAGAM, R., eds., *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*, Geological Society of America Memoir, v. 162, p. 31-63
- BURKE, K., FOX, P.J. & SENGÖR, A.M.C., 1978, Buoyant ocean floor and evolution of the Caribbean, *Journal of Geophysical Research*, v. 83, p. 3949-3954
- CARSWELL, D.A., O-BRIEN, P.J., WILSON, R.N. & ZHAI, M., 1997, Thermobarometry of phengite-bearing eclogites in the Dabie Mountains of central China, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 15/2, p. 239-252

- CHAVAGNAC, V. & JAHN, B.-M., 1996, Coesite-bearing eclogites from the Bixiling Complex, Dabie Mountains, China: Sm-Nd ages, geochemical characteristics and tectonic implications, *Chemical Geology*, v. 133, p. 29-51
- CHERNIAK, D.J., LANFORD, W.A. & RYERSON, F.J., 1991, Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford backscattering techniques, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55/6, p. 1663-1673
- CLARKE, D.B., 1992, *Granitoid rocks*: Chapman & Hall, London, 283 p.
- COBIELLA, J.L., 1984, Sobre el origen del extremo oriental de la fosa de Bartlett, Editorial Oriente, Santiago de Cuba, p. 43
- COSCA, M.A., SUTTER, J.F. & ESSENE, E.J., 1991, Cooling and inferred uplift/erosion history of the Grenville Orogen, Ontario: Constraints from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology, *Tectonics*, v. 10, p. 959-977
- DAVIDSON, J.P., 1986, Isotopic and trace element constraints on the petrogenesis of subduction related lavas from Martinique, Lesser Antilles, *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 5943-5962
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRAND, C. & MARCHAL, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationship with current nomenclature, *Chemical Geology*, v. 29, p. 183-210
- DEN BROK, B., MOHSINE, Z. & PASSCHIER, C., 1998, Cataclastic solution creep of soluble brittle salt as a rock analogue, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 163, p. 83-95
- DEPAOLO, D.J. & JOHNSON, R.W., 1979, Magma genesis in the New Britain Island-Arc, Constraints from Nd and Sr isotopes and trace element patterns, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 70, p. 367-379
- DEWOLF, C.P., ZEISSLER, C.J., HALLIDAY, A.N., MEZGER, K. & ESSENE, E.J., 1996, The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: Stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 121-134
- DODSON, M.H., 1973, Closure temperatures in cooling geochronological and petrological systems, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 40, p. 259-274
- DONNELLY, T.W. & ROGERS, J.J.W., 1980, Igneous series in island arcs: The northeastern Caribbean compared with worldwide island-arc assemblages, *in* SMITH, A.L., eds., Special issue on circum-Caribbean volcanism, *Bulletin of Volcanology*, v. 43, p. 347-382
- DONNELLY, T.W., 1985, Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region *in* STEHLI, F.G. & WEBB, S.D., eds., *The Great American Biotic Interchange*, p. 89-121

- DONNELLY, T.W., GREGORY, S., HORNE-FINCH, R.C. & LOPEZ-RAMOS, E., 1990, Northern Central America: The Maya and Chortis blocks, *in* DENG, G. & CASE, J.E., eds., The Caribbean Region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, v. H, p. 37-76
- DRAPER, G. & NAGLE, F., 1991, Geology, structure, and tectonic development of the Rio San Juan Complex, northern Dominican Republic *in* MANN, P., DRAPER, G. & LEWIS, J., eds., Geologic and tectonic development of the North American-Caribbean plate boundary in Hispaniola, Geological Society of America – Special Paper, v. 262, p. 77-95
- DRAPER, G. & BARROS, J.A., 1994, Cuba, *in* DONOVAN, S.K. & JACKSON, T.A., eds., Caribbean geology: an introduction, University of the West Indies Publisher's Association, Kingston – Jamaica, p. 65-86
- DUBLAN, L. & ALVAREZ, H., 1986, Informe final del levantamiento geológico y evaluación de minerales útiles, en escala 1:50000, del polígono CAME I, Centro, CNFG: MINBAS (unpubl.)
- DUCHENÉ, S., Blichert, T.J., TOFT, J., LUIS, B., TELOUK, P., LARDEAUX, J.M. & ALBARREDE, F., 1997, The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism, *Nature*, v. 387/6633, p. 586-589
- DUCHENÉ, S., Blichert, T.J., LUIS, B., TELOUK, P., LARDEAUX, J.M. & ALBARREDE, F., 1996, Lu-Hf dating of Alpine eclogites, *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 77/46, p. 778
- DUCLOZ, C. & VUAGNAT, M., 1962, A propos de l'âge des serpentinites de Cuba, *Archives des Sciences*, v. 15/2, p. 309-332
- DUNCAN, R.A. & HARGRAVES, R.B., 1984, Plate-tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame *in* BONINI, W., HARGRAVES, R.B. & SHAGAM, R., eds., The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics, Geological Society of America Memoir, v. 162, p. 81-93
- EGUIPKO, O.Y., SUKAR, K., PAVLOV, V., PEREZ, M., GURBANOV, A. & SOTO, T., 1984, Principales particularidades petroquímicas de los granitoides del eugeosinclinal de Cuba y sus formaciones, *Ciencias Tierra y Espacio*, v. 9, p. 57-73
- FAURE, G., 1986, Principles of isotope geology: New York, John Wiley & Sons, (2. ed.), 589 p.

- GEBAUER, D., SCHERTL, H.P., BRIX, M. & SCHREYER, W., 1997, 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps, *in* SCHREYER, W. & STÖCKHERT, B., eds., High-pressure metamorphism in nature and experiment, *Lithos*, v. 41/1-3, p. 5-24
- GLODNY, J., 1997, Der Einfluß von Deformation und fluidinduzierter Diaphthorese auf radioaktive Zerfallssysteme in Kristallingesteinen: Fallstudien an Gneisen des Schwarzwaldes und der KTB-Bohrung (Oberpfalz) sowie an Pegmatiten des Böhmisches Massivs [Dissertation], Westfälische Wilhelms-Universität-Münster, 262 p.
- GLODNY, J., GRAUERT, B. & KROHE, A., 1995, Ordovizische Pegmatite in variszischen T-Metamorphiten des KTB-Umfeldes: Hinweise auf hohe Stabilität des Rb-Sr-Systems in Muskovit, *Terra Nostra*, v. 95/8, p. 98
- GÖTZE, J., HABERMANN, D., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K., 1999, High-resolution spectrometric analysis of rare earth elements-activated cathodoluminescence in feldspar minerals, *Chemical Geology*, v. 153/1-4, p. 81-91
- GRAFE, F., 1998, Constraints on the age of HT/LP-metamorphism and cooling history of Mabujina unit, Escambray, Central Cuba, [Diplomarbeit]: Freiberg, TU-Bergakademie Freiberg, 57 p.
- GRAFE, F., STANEK, K.P., BAUMANN, A., MARESCH, W.V. & MILLAN, G., 1997, Constraints on the age of HT/LP- metamorphism by Rb-Sr dating of pegmatitic rocks, Mabujina unit, Escambray, Central Cuba [abs.]: *Ber. Dtsch. Min. Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral.*, v. 9, p. 136
- GRAFE, F., STANEK, K.P., BAUMANN, A., MARESCH, W.V., MILLAN, G. & KEMPE, U., 1998, Multiple Pb-loss resulting in highly discordant isotopic data on zircons of an eclogite, Gavilanes Unit, Escambray, Cuba [abs.]: *Terra Nostra*, v. 98/5, p. 55-56
- GRAUERT, B. & HOFMANN, A., 1973, Old radiogenic lead components in zircons from the Idaho Batholith and its metasedimentary aureole, *Year Book, Carnegie Institution of Washington*, v. 72, p. 397-299
- GREEN, P.F., DUDDY, I.R., GLEADOW, A.J.W., TINGATE, P.R. & LASLETT, G.M., 1981, Thermal annealing of fission tracks in apatite: I. A qualitative description, *Chemical Geology*, v. 59, p. 237-253
- GREVEL, Ch., 2000, Druck- und Temperaturentwicklung der metamorphen Deckeneinheiten des Escambray Massives, Kuba [Dissertation], Ruhr-Universität Bochum, 178 p.
- GREVEL, Ch., MARESCH, W.V., MILLAN, G. & STANEK, K.P., 1996a, Deerite from the Escambray massif, Cuba [abs.]: *Ber. Dtsch. Min. Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral.*, v. 8, p. 79

- GREVEL, Ch., MARESCH, W.V., MILLAN, G. & STANEK, K.P., 1996b, High-pressure metamorphic rocks from the eastern Escambray massif, Cuba [abs.]: *Terra Nostra*, v. 8, p. 54
- GREVEL, Ch., MARESCH, W.V., STANEK, K.P., GRAFE, F. & MILLAN, G., 1998, Petrology and PT-data of high-pressure metamorphic rocks from the Escambray Massif, Cuba [abs.]: *Ber. Dtsch. Min. Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral.*, v. 10, p. 110
- HANCHAR, J.M. & MILLER, C.F., 1993, Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories, *Chemical Geology*, v. 110, p. 1-13
- HARLOW, G.E., 1995, Crystal chemistry of barium enrichment in micas from metasomatized inclusions in serpentinite, Motagua Fault Zone, Guatemala, *European Journal of Mineralogy*, v. 7, p. 775-789
- HATTEN, C.W., SOMIN, M., MILLAN, G., RENNE, P. KISTLER, R.W. & MATTINSON, J.M., 1988, Tectonostratigraphic units of Central Cuba, *in* *Proceedings, 11th Caribbean Geological Conference, Barbados*, v. 35, p. 1- 35
- HAWKESWORTH, C.J., O'NIONS, R.K., PANKHURST, R.J., HAMILTON, P.J. & EVENSEN, N.M., 1977, A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from Scotia Sea, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 253-262
- HERMANN, A.G. & KNAKE, D., 1973, Coulometrisches Verfahren zur Bestimmung von Gesamt-Karbonat- und Nichtkarbonat-Kohlenstoff in magmatischen und metamorphen Gesteinen, *Zeitschrift für analytische Chemie*, v. 266, p. 196-201
- HODGES, K.V., HAMES, W.E., OLSEZEWSKI, W.J., BURCHFIEL, B.C. & ROYDEN, L.H., & CHEN, Z., 1994, Thermobarometric and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronologic constraints on Eohimalayan metamorphism in the Dinggyê area, southern Tibet, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 117, p. 151-163
- HOFMANN, A.W., 1988, Chemical differentiation of the Earth, The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, p. 297-314
- HUANG, W.L. & WYLLIE, P.J., 1981a, Phase relationships and mineral/liquid compositions in gabbro-tonalite-granite-H<sub>2</sub>O at 15 kbar with petrological implication, *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 62/17, p. 421-422
- HUANG, W.L. & WYLLIE, P.J., 1981b, Phase relationships of S-type granite with H<sub>2</sub>O to 35 kbar; muscovite granite from Harney Peak, South Dakota, *Journal of Geophysical Research*, v. 86/11, p. 10515-10529

- HUANG, W.L. & WYLLIE, P.J., 1986, Phase relationships of gabbro-tonalite-granite-water at 15 kbar with applications to differentiation and anatexis *in* BROWN, G.E.JR. & EWING, R.C., eds., The mineralogy, petrology, and geochemistry of granitic pegmatites and related granitic rocks, *American Mineralogist*, v. 71/3-4, p. 301-316
- HURFORT, A.J., HUNZIKER, J.C. & STÖCKHERT, B., 1991, Constraints on the late tectonic evolution of the western Alps: Evidence for episodic rapid uplift, *Tectonics*, v. 10, p. 758-769
- HUTSON, F., MANN, P. & RENNE, P., 1998,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of single muscovite grains in Jurassic siliciclastic rocks (San Cayetano Formation): constraints on the paleoposition of western Cuba, *Geology (Boulder)*, v. 26/1, p. 83-86
- ITURRALDE-VINENT, M.A. & MORALES, T.M., 1986, Toleitas del Titoniano medio en la Sierra de Camaján, Camagüey, *Revista Tecnológica*, v. 18/1, p. 25-32
- ITURRALDE-VINENT, M.A., 1994, Cuban Geology: A new plate-tectonic synthesis, *Journal of Petroleum Geology*, v. 17/1, p. 39-70
- ITURRALDE-VINENT, M.A., MILLIAN, G., KORPAS, L., NAGY, E. & PAJON, J., 1996, Geological interpretation of the Cuban K-Ar database *in* ITURRALDE-VINENT, M.A., eds., Ofiolitas y arcos volcanicos de Cuba, IUGS-Projekt 364, Special Contribution Nr.1, Miami, p. 48-69
- JAFFEY, A.H., FLYNN, K.F., GLENDENIN, L.E., BENTLEY, W.C. & ESSLING, A.M., 1971, Precision measurements of half-lives and specific activities of  $^{235}\text{U}$  and  $^{238}\text{U}$ , *Physical Review C*, v. 4/5, p. 1889-1906
- JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C. (eds.), 1979, *Lectures in isotope geology*: Berlin, Springer-Verlag, 312 p.
- JOCHUM, K.P. & HOFMANN, A.W., 1998, Nb/Ta in MORB and continental crust: Implications for a superchondritic Nb/Ta reservoir in the mantle [abs.]: EOS (Transactions, American Geophysical Union), 79, v. 17, p.354
- KALT, A., 1991, Isotopengeologische Untersuchungen an Metabasiten des Schwarzwaldes und ihrer Rahmengesteine, *Freiburger Geowissenschaftliche Beiträge*, v. 3/91, 185 p.
- KANCHHEV, I., 1978, Informe geológico de la provincia Las Villas - Resultados de las investigaciones geológicas a escala 1:250000 durante el periodo 1969-1975, CNFG: Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, Cuba (unpubl.)

- KEMPE, U., GRUNER, T., NASDALA, L. & WOLF, D.E., 2000, Relevance of cathodoluminescence for interpretation of U-Pb zircon ages, with an example of an application to a study of zircons from the Saxon Granulite Complex, Germany *in* PAGEL, M.J., BARBIN, V., PLANC, P. & OHNENSTETTER, D., eds., *Cathodoluminescence in Geosciences*: Springer Verlag, Berlin, Heidelberg & New York, p. 425-455
- KEPPLER, H., 1993, Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 114, p. 479-488
- KERR, A.C., ITURALDE-VINENT, M.A., SAUNDERS, A.D., BABBS, T.L. & TARNEY, J., 1999, A new plate-tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks, *GSA-Bulletin*, v. 111/11, p. 1581-1599
- KETCHAM, R.A., DONELICK, R.A. & CARLSON, W.D., 1999, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales, *American Mineralogist*, v. 84/9, p. 1235-1255
- KNIPPER, A.L. & CABRERA, R., 1972, Tectonic position of ultramafic bodies of Cuba [extended abs.], *Transactions of the Caribbean Geological Conference*, v. 6, p. 167-170
- KNIPPER, A.L. & CABRERA, R., 1974, Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio- y eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico de Cuba, *Publicación Especial, Academia de Ciencias de Cuba, Instituto de Geología*, v. 2, p. 15-77
- KOGISO, T., TATSUMI, Y. & NAKANO, S., 1997, Trace element transport during dehydration process in the subducted oceanic crust: I. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 148, p. 193-205
- KROGH, T.E., 1973, A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 485-494
- KROGH, T.E., 1982, Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasions technique, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 637-649
- KRÖNER, A., JAECKEL, T., REISCHMANN, T. & KRONER, U., 1998, Further evidence for an early Carboniferous (~340 Ma) age of high-grade metamorphism in the Saxonian granulite complex, *Geologische Rundschau*, v. 86, p. 751-766
- LANYON, R., BLACK, L.P. & SEITZ, H.M., 1993, U-Pb zircon dating of mafic dykes and its application to the Proterozoic geological history of the Vestfold Hills, East Antarctica, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 115/2, p. 184-203

- LELAND, J., REID, M.R., BURBANK, D.W., FINKEL, R. & CAFFEE, M., 1998, Incision and differential uplift along the Indus River near Nanga Parbat, Parkistan, Himalaya, from  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  exposure age dating of bedrock straths, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 154/1-4, p. 93-107
- LI, S., WANG, S., CHEN, Y., LIU, D., QIU, J., ZHOU, H. & ZHANG, Z., 1994, Excess argon in phengite from eclogite: evidence from dating of eclogitic mineral by Sm-Nd, Rb-Sr and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  methods, *Chemical Geology*, v. 112, p. 343-350
- LUDWIG, K.R., 1999, Isoplot/Ex-vers.2.06: A geochronological toolkit for MS-Excel, Special Publication No. 1a, Berkeley Geochronology Center, 46 p.
- LUGMAIR, G.W., MARTI, K. & SCHEININ, N.B., 1978, Incomplete mixing products from R-, P-, and S-process nucleosynthesis, Sm-Nd systematics in Allende inclusion EK 1-04-1, *Lunar Planet Science*, v. 9, p. 672-674
- MATTINSON, J.M., DAVIS, T.E. & HOPSON, C.A., 1971, U-Pb Studies in the Salinian Block of California, *Year Book - Carnegie Institution of Washington*, v. 70, p. 248-251
- MCCULLOCH, M.T. & PERFIT, M.R., 1981,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and trace elements constraints on the petrogenesis of the Aleutian Island arc magmas, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 56, p. 167-179
- MCINTYRE, G.A., BROOKS, C., COMPSTON, W. & TUREK, A., 1966, A statistical assessment of Rb-Sr isochrons, *Journal of Geophysical Research*, v. 71, p. 5459-5468
- MESCHEDE, M., FRISCH, W., HERRMANN, U.R. & RATSCHBACHER, L., 1997, Stress transmission across an active plate boundary: An example for southern Mexico, *Tectonophysics*, v. 266, p. 81-100
- MESCHEDE, M. & FRISCH, W., 1998, A plate-tectonic model for the Mesozoic and early Cenozoic history of the Caribbean Plate, *Tectonophysics*, v. 296/3-4, p. 269-291
- MEYERHOFF, A.A. & HATTEN, C.W., 1968, Diapiric structures in Central Cuba, *Memoir, American Association of Petroleum Geologists*, v. 8, p. 315-357
- MEZGER, K., 1990, Geochronology in granulites, *in* VIELZEUF, D. & VIDAL, PH., eds., *Granulites and Crustal Evolution*, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, p. 451-470
- MEZGER, K., 1994, Spinel: a versatile mineral for high precision geochronology, *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 75/44, p. 692
- MEZGER, K., HANSON, G.N. & BOHLEN, S.R., 1989, High-precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 96/1-2, p. 106-118

- MEZGER, K., RAWNSLEY, C.M., BOHLEN, S.R. & HANSON, G.N., 1991, U-Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages: implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts., New York, *Journal of Geology*, v. 99/3, p. 415-428
- MEZGER, K., ESSENE, E.J. & HALLIDAY, A.N., 1992, Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 113, p. 397-409
- MEZGER, K. & KROGSTAD, E.J., 1997, Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evolution, *Journal of metamorphic Geology*, v. 15, p. 127-140
- MILLAN, G. & MYSCINSKI, R., 1978, Fauna Jurasica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray, Informe Científico-Técnico, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, Cuba, v. 80, 14 p.
- MILLAN, G. & SOMIN, M.L., 1985a, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba, Instituto de la Geología y Paleontología, La Habana, Academia de Ciencias de Cuba, 83 p.
- MILLAN, G. & SOMIN, M.L., 1985b, Contribución al conocimiento geológico de las metamórficas del Escambray y del Purial, La Habana, Academia de Ciencias de Cuba, 74 p.
- MILLAN, G. & SOMIN, M.L., 1987, Lithología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo del Escambray, Instituto de la Geología y Paleontología, La Habana, Academia de Ciencias de Cuba, 104 p.
- MIYASHIRO, A., 1961, Evolution of metamorphic belts, *Journal of Petrology*, v. 2, p. 277-311
- MOSER, D., 1998, New challenges to reading U-Pb geochronometers, Abstracts with Programs (Geological Society of America, Boulder), v. 30/7, p. 213
- MÜNKER, C. & COOPER, R.A., 1999, The Cambrian arc complex of the Takaka Terrane, New Zealand: an integrated stratigraphical, paleontological and geochemical approach, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v.42/3, p. 415-446
- MÜNKER, C., 1998, Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: source constraints and application of refined ICP-MS techniques, *Chemical Geology*, v. 144, p. 23-45
- NAGY, E., 1983, Ensayo de las zonas estructuro-faciales de Cuba oriental *in* NAGY, E., eds., Contribución a la Geología de Cuba oriental, Cient.-Técnica, p. 9-16
- NASDALA, L., IRMER, G. & WOLF, D., 1995, The degree of metamictization in zircon: a Raman spectroscopic study, *European Journal of Mineralogy*, v. 7/3, p. 471-478
- NASDALA, L., PIDGEON, R.T. & WOLF, D., 1996, Heterogeneous metamictization of zircon on a microscale, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60/6-4, p. 1091-1097

- NASDALA, L., WENZEL, T., PIDGEON, R.T. & KRONZ, A., 1999, Internal structures and dating of complex zircons from Meissen Massif monzonites, Saxony, *Chemical Geology*, v. 156/1-4, p. 331-341
- NEUMANN, W. & HUSTER, E., 1974, The half-life of  $^{87}\text{Rb}$ , measured as difference between the isotopes  $^{87}\text{Rb}$  and  $^{85}\text{Rb}$ , *Zeitschrift der Physik*, v. 270, p. 121-127
- NIETO, J.M., JAGOUTZ, E., PUGA, E. & DIAZ DE FEDERICO, A., 1997, Sm/Nd isotopic disequilibrium in eclogites from the Mulhacen Complex (Betic Cordillera, Spain), *Terra Abstracts*, v. 9/1, p. 22
- NODHA, S. & WASSERBURG, G.J., 1981, Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 52, p. 264-276
- O'NIONS, R.K., HAMILTON, P.J. & EVENSEN, N.M., 1977, Variations in  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in the oceanic basalts, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 34, p. 13-22
- PANKHURST, R.J. & PIDGEON, R.T., 1976, Inherited isotope systems in the source region pre-history of early Caledonian granites in the Dalradian Series of Scotland, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 31/1, p. 55-68
- PARDO, G., 1975, *Geology of Cuba*, in NAIRN, A.E.M. & STEHLI, F.G., eds., *The ocean basins and margins: 3. volume*, New York-London, Plenum Press, p. 553-613
- PARRISH, R.R., CARR, S.D. & PARKINSON, D.L., 1988, Eocene extensional tectonics and geochronology of the southern Omineca belt, British Columbia and Washington, *Tectonics*, v. 7, p. 181-212
- PATCHETT, P.J. & RUIZ, J., 1987, Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 96, p. 523-528
- PEARCE, J.A., 1983, The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive margins in HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J., eds., *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva, Nantwich, p. 230-249
- PERÉZ OTHON, J. & YARMOLIUK, V.A., 1985, *Mapa Geológica de Cuba*, MINBAS – CIG, La Habana
- PINDELL, J.L. & DEWEY, J.F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region, *Tectonics*, v. 1/2, p. 179-212
- PINDELL, J.L., 1985, Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean Sea, *Tectonics*, v. 3, p. 133-156

- PINDELL, J.L., CANDE, S.C., PITMAN III, W.C., BROWLEY, D.B., DEWEY, J.F., LABREQUE, J. & HAXBY, W., 1988, A plate-kinematic framework for models of the Caribbean evolution *in* SCOTese, C.R. & SAGER, W.W., eds., *Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions, Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138
- PINDELL, J.L. & BARRET, S.F., 1990, Geological evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective *in* DENG, G. & CASE, J.E., eds., *The Caribbean Region (The Geology of North America, v. H)*, Geological Society of America, p. 405-432
- PINDELL, J.L., 1993, Determination of Euler pole for relative motion of Caribbean and North American plates using slip vectors of interplate earthquakes [abs.]: *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 74/43, p. 586
- PINDELL, J.L., 1994, Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, *in* DONOVAN, S.K. & JACKSON, T.A, eds., *Caribbean geology: An introduction*, Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publisher's Association, p. 13-39
- PONADER, C.W. & BROWN, G.E., 1989, Rare earth elements in silicate glass/melt system: II. interactions of La, Gd and Yb with halogens, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 2905-2914
- POWELL, R., 1985, Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/ geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised, *Journal of metamorphic Geology*, v. 3, p. 327-342
- PSZETOLKOWSKI, A., PIOTROWSKA, K., MYCYNski, R., PIOTROWSKI, J., SKUPINSKI, A., GRODZICKI, J., DANILEWSKI, D. & HACZEWSKI, G., 1975, Texto explicativo del mapa geologico a escala 1:250000 de la provincia de Pinar del Rio, CNFG: Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, Cuba (unpubl.)
- PUPIN, J.P., 1980, Zircon and granite petrology, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 73/3, p. 207-220
- RENNE, P.R., MATTINSON, J.M., HATTEN, C.W., SOMIN, M.L., ONSTOTT, T.C., MILLAN, G. & LINARES, E., 1989,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U-Pb evidence for late Proterozoic (Grenville-age) continental crust in north-central Cuba and regional tectonic implications *in* ONSTOTT, T.C., eds., *Recent advances on the Precambrian geology of South and Central America and the Caribbean*, *Precambrian Research*, v. 42/3-4, p. 325-341
- RICHARD, P., SHIMIZU, N. & ALLEGRE, C.J., 1976,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  a natural tracer, An application to oceanic basalts, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 31, p. 269-278
- ROLLINSON, H.R., 1993, *Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation*: New York, John Wiley & Sons, 352 p.

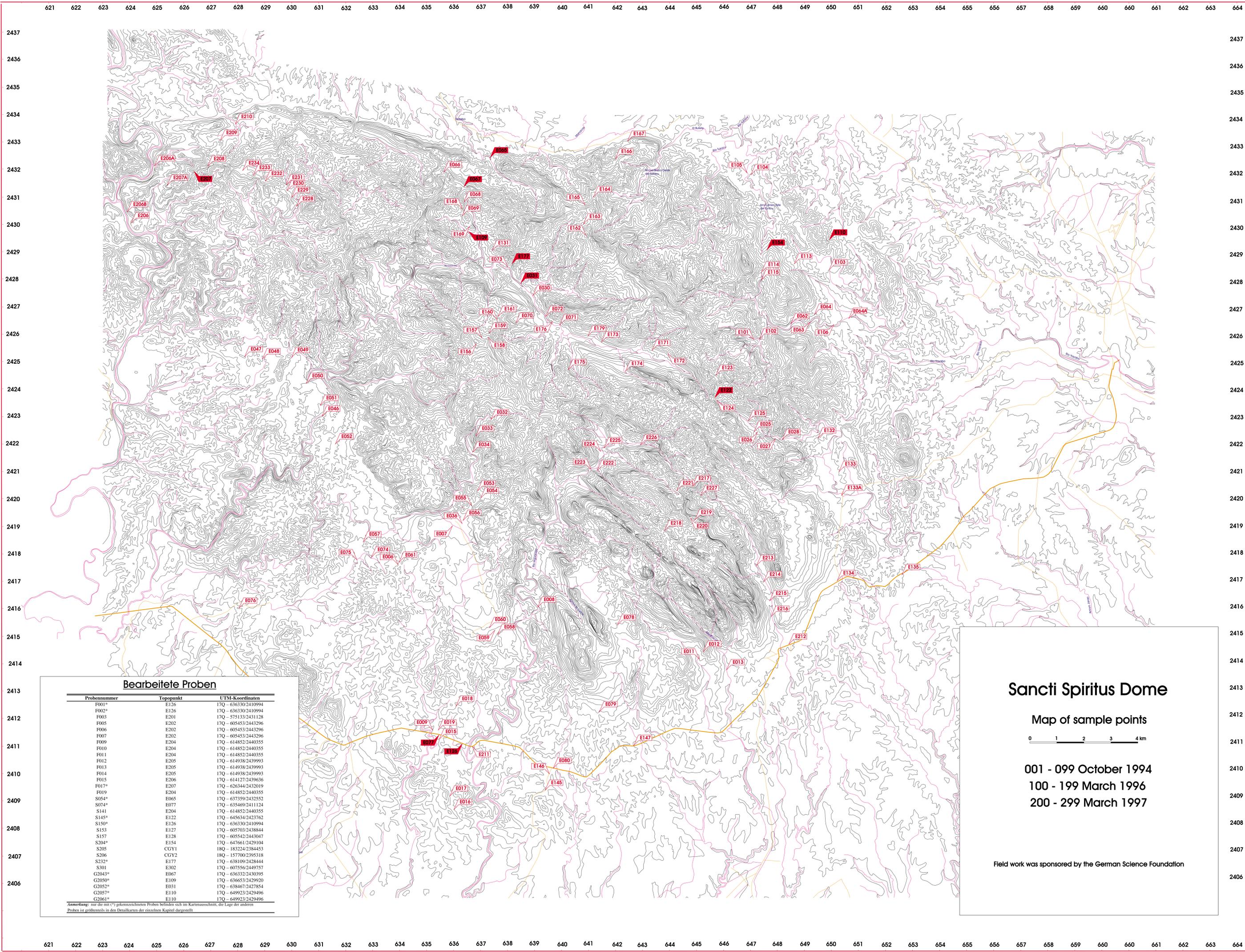
- ROSS, M.I. & SCOTESE, C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region *in* SCOTESE, C.R. & SAGER, W.W., eds., Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions, Tectonophysics, v. 155, p. 139-168
- RUBATTO, D., GEBAUER, D. & COMPAGNONI, R., 1999, Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps), Earth and Planetary Science Letters, v. 167/3-4, p. 141-158
- RUDNICK, R.L. & PRESPEL, T., 1990, Geochemistry of intermediate- to high-pressure granulites *in* VIELZEUF, D. & VIDAL, PH., eds., Granulites and Crustal Evolution, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, p. 523-550
- RUDNICK, R.L., BARTH, M., MCDONOUGH, W.F. & HORN, I., 1998, Rutiles in eclogites: A missing Earth reservoir found? [abs.], Abstracts with Programs (Geological Society of America), v. 30/7, p. 207
- RUFFET, G., FÉRAUD, G., BALLÈVRE, M. & KIÉNAÏT, J.R., 1995, Plateau ages and excess argon on phengites: a  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser probe study of alpine micas (Sesia zone), Chemical Geology, v. 121, p. 327-343
- RUFFET, G., GRUAU, G., BALLÈVRE, M., FÉRAUD, G. & PHILIPPOT, P., 1997, Rb-Sr and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia Zone (western Alps): underscoring of excess argon and new age constraints on the high-pressure metamorphism, Chemical Geology, v. 141/1-2, p. 1-18
- RUSSEL, W., PAPANASTASSIOU, D.A. & TOMBRELLO, T.A., 1978, Ca isotope fractionation on the Earth and other solar system materials, Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 42, p. 1075-1090
- SCAILLET, S., 1996, Excess  $^{40}\text{Ar}$  transport scale and mechanism in high-pressure phengites: a case study from an eclogitized metabasite of the Dora-Maira nappe, Western Alps, Geochimica et Cosmochimica Acta, 60/6, p. 1075-1090
- SCHMÄDICKE E., MEZGER, K., COSCA, M.A. & OKRUSCH, M., 1995, Variscan Sm-Nd and Ar-Ar ages of eclogite facies rocks from the Erzgebirge, Bohemian Massif, Journal of metamorphic Geology, v. 13, p. 537-552
- SHARMA, Y.P., LAL, N., BAL, K.D., PARSHAD, R. & NAGPAUL, K.K., 1980, Closing temperatures of different fission track clocks, Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 72/3, p. 335-336
- SHRODER, J.F.JR., 1989, Geomorphic development of the western Himalayas *in* QASIM, J.M., KHAN, M.J. & HAMIDULLAH, S., Tectonic evolution of collision zones between Gondwanic and Eurasian blocks, Geological Bulletin, University of Peshawar, v. 22, p. 127-151

- SINHA, A.K., WAYNE, D.M. & HEWITT, D.A., 1992, The hydrothermal stability of zircon: preliminary experimental and isotopic studies, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, p. 3551-3560
- SOMIN, M.L. & MILLAN, G., 1981, *Geologija metamorfitscheskich kompleksov Kuby*, Moskova, Isdat. Nauka, 219 p.
- SOMIN, M.L., ARAKELJANZ, M.M. & KOLESNIKOV, E.M., 1992, Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks of Cuba, *International Geology Review*, v. 34/2, p. 105-118
- SPEAR, F.S., 1993, *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*: Washington, D.C., Mineralogical Society of America, 799 p.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221
- STANEK, K.P., 1996, The Cretaceous island-arc rocks of the Camagüey area, Central Cuba, *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, v. 7-8/1, p. 935-945
- STANEK, K.P., 2000, Geotektonische Entwicklung Kubas, *Freiberger Forschungshefte*, v. C476, p. 3-166
- STANEK, K.P. & VOIGT, S., 1994, Model of Meso-Cenozoic evolution of the northwestern Caribbean, *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, v. 1-2/1, p. 499-511
- STANEK, K.P., MARESCH, W.V., MILLAN, G. & GREVEL, C., 1996, Late Cretaceous collisional tectonics of the Escambray massif, Central Cuba [abs.], *Terra Nostra*, v. 8, p. 134
- STANEK, K.P., GRAFE, F., MARESCH, W.V., BAUMANN, A., GREVEL, Ch. & MILLAN, G., 1998, Nappe tectonics and geochronological implications of metamorphic units in Central Cuba, *Freiberger Forschungshefte*, v. C471, p. 219-220
- STANEK, K.P., COBIELLA, J., MARESCH, W.V., MILLAN, G., GRAFE, F. & GREVEL, Ch., 2000, Geological development of Cuba, *Zeitschrift für Angewandte Geologie – Sonderheft SH1*, p. 259-265
- STANIK, E., MANOUR, J. & CHING, R., 1981, Levantamiento Escambray I, Centro del Fondo Geologico Nacional, La Habana, p. 71-101 (unpubl.)
- STEIGER, R.E. & JÄGER, E., 1977, Subcomission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 90, p. 230-249
- STÖCKHERT, B., MARESCH, W.V., BRIX, M.R., KAISER, C., TÖTZ, A., KLUGE, R. & KRÜCKHANS-LUEDER, G., 1995, Crustal history of Margarita Island (Venezuela) in detail: Constraint on the Caribbean plate-tectonic scenario, *Geology*, v. 23, p. 787-790

- STÖCKHERT, B., BRIX, M.R., KLEINSCHRODT, R., HURFORD, A.J. & WIRTH, R., 1999, Thermochronometry and microstructures of quartz: a comparison with experimental flow laws and predictions on the temperature of the brittle-plastic transition, *Journal of Structural Geology*, v. 21/3, p. 351-369
- STOLZ, A.J., JOCHUM, K.P., SPETTEL, B. & HOFMANN, A.W., 1996, Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: Evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts, *Geology (Boulder)*, v. 24/7, p. 587-590
- SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes *in* *Magmatism in the ocean basins*, SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J., eds., Geological Society Special Publications, v. 42; p. 313-345
- TAGAMI, T. & DUMITRU, T.A., 1996, Provenance and thermal history of the Franciscan accretionary complex; constraints from zircon fission track thermochronology, *Journal of Geophysical Research*, v. 101/5, p. 11353-11364
- TATSUMI, Y. & KOGISO, T., 1997, Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust, 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 148, p. 207-221
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E., 1991, Eoalpine eclogites in the Eastern Alps; new Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic data [abs.], *Terra Abstracts*, v. 3/1, p. 89
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E., 1992, Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/ Styria, southeastern Austria), *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56/1, p. 347-368
- THÖNI, M., & MILLER, C., 1996, Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and Koralpe (Eastern Alps, Austria): Geochronological and p-T-constraints on the thermal and tectonic history, *Journal of Metamorphic Geology*, v. 14, p. 453-466
- TICHOMIROV, I.N., LOS SANTOS, E., VTULOCKIN, A.L., BRITO, A., DOVBNJA, A.V., LINARES, H., MARKOVSKII, B.A., TROFIMOV, V.A. & FURRAZOLA, G., 1988, Novye dannye po geologii Kuby, *Sovjetskaja Geologija*, v. 1, p. 58-66
- TONARINI, S., VILLA, I.M., OBERLI, F., MEIER, M., SPENCER, D.A., POGNANTEM, U. & RAMSAY, J.G., 1993, Eocene age of eclogite metamorphism in Pakistan Himalaya: implications for India-Eurasia collision, *Terra Nova*, v. 5/1, p. 13-20

- TRÖB, S., 1998, Petrologie und Thermobarometrie von Marmor und Karbonatglimmerschiefern im Escambraygebirge, Kuba [Diplomarbeit]: Bochum, Ruhr-Universität Bochum, 58 p.
- UNGETHÜM, H., 1965, Eine neue Methode zur Bestimmung von Eisen (II) in Gesteinen und Mineralen, insbesondere auch in bitumenhaltigen Proben, *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, v. 11, p. 500-505
- VAN DER PLUIJM, B.A., MEZGER, K., COSCA, M.A. & ESSENE, E.J., 1994, Determining the significance of high-grade shear zones by using temperature-time paths, with examples from the Grenville Orogen, *Geology*, v. 22, p. 743-746
- 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), *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 134/4, p. 380-404
- VILLA, I.M., 1998, Isotopic closure, *Terra Nova*, v. 10, p. 42-47
- VOSHAGE, H., HOFMANN, A.W., MAZZUCHELLI, M., RIVALENTI, G., SINIGOI, S., RACZEK, I. & DEMARCHI, G., 1990, Isotopic evidence from the Ivrea Zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating, *Nature*, v. 347/6395, p. 731-736
- WASSERBURG, G.J., JACOBSEN, S.B., DEPAOLO, D.J., MCCULLOCH, M.T. & WEN, T., 1981, Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 45, p. 2311-2323
- WATSON, E.B., CHERNIAK, D.J., HANCHAR, J.M., HARRISON, T.M. & WARK, D.A., 1997, The incorporation of Pb into zircon, *Chemical Geology*, v. 141/1-2, p. 19-31
- WENDT, I.J. & TODT, W., 1991, A vapour digestion method for dating single zircons by direct measurement of U and Pb without chemical separation, *Terra Abstracts*, v. 3, p. 507-508
- WHITE, W.M., 1997, *Geochemistry*, Ithaca, NY, Cornell University, internet publication (worldwideweb)
- WHITE, W.M. & DUPRÉ, B., 1986, Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles: isotopic and trace element constraints, *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 5927-5941
- WHITWORTH, M.P. & FEELY, M., 1994, The compositional range of magmatic Mn-garnets in the Galway Granite, Connemara, Ireland [extended abs.]: *Mineralogical Magazine*, v. 58, p. 163-168
- WIJBRANS, J.R., & MCDUGALL, I., 1986,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 93/2, p. 187-194

- WILSON, M., 1989, *Igneous Petrogenesis*: London, Chapman & Hall, 466 p.
- WOODHEAD, J.A., ROSSMANN, G.R. & SILVER, L.T., 1991, The metamictization of zircon: radiation dose dependent structural characteristics, *American Mineralogist*, v. 76, p. 74-82
- WYLLIE, P.J., 1977, Crustal anatexis: an experimental review, *Tectonophysics*, v. 43, p. 41-71
- YAMADA, R., TAGAMI, T., NISHIMURA, S. & ITO, H., 1995, Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study, *Chemical Geology*, v. 122/1-4, p. 249-258
- YORK, D., 1969, Least squares fitting of a straight line with correlated errors, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 5, p. 320-324
- YORK, D., HALL, C.M., YANASE, Y., HANES, J.A. & KENYON, W.J., 1981,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of terrestrial minerals with a continuous laser, *Geophysical Research Letters*, v. 8, p. 1136-1138
- ZEITLER, P.K., CHAMBERLAIN, C.P. & SMITH, H.A., 1993, Synchronous anatexis, metamorphism and rapid denudation at Nanga Parbat (Pakistan, Himalaya), *Geology*, v. 21, p.347-350
- ZHOU, B. & HENSEN, B.J., 1994, Polycyclic granulite-facies metamorphism detected by Sm-Nd dating of garnet; implications for Sm-Nd closure temperature *in* LANPHERE, M.A., DALRYMPLE, G.B., & TURRIN, B.D., eds., *Abstracts of the eighth international conference on Geochronology, cosmochronology, and isotope geology*, U. S. Geological Survey Circular, p. 367
- ZHOU, B. & HENSEN, B.J., 1995, Retention of isotopic memory in garnets partially broken down during an overprinting granulite-facies metamorphism: Implications for Sm-Nd closure temperature, *Geology*, v. 23/3, p. 225-228



**Bearbeitete Proben**

Probennummer	Topopunkt	UTM-Koordinaten
F001*	E126	17Q - 636330/2410994
F002*	E126	17Q - 636330/2410994
F003	E201	17Q - 575133/2431128
F005	E202	17Q - 605453/2443296
F006	E202	17Q - 605453/2443296
F007	E202	17Q - 605453/2443296
F009	E204	17Q - 614852/2440355
F010	E204	17Q - 614852/2440355
F011	E204	17Q - 614852/2440355
F012	E205	17Q - 614938/2439993
F013	E205	17Q - 614938/2439993
F014	E205	17Q - 614938/2439993
F015	E206	17Q - 614127/2439636
F017*	E207	17Q - 626344/2432019
F019	E204	17Q - 614852/2440355
S054*	E065	17Q - 637359/2432552
S074*	E077	17Q - 638469/2411124
S141	E204	17Q - 614852/2440355
S145*	E122	17Q - 645634/2423762
S150*	E126	17Q - 636330/2410994
S153	E127	17Q - 605703/2438844
S157	E128	17Q - 605542/2443047
S204*	E154	17Q - 647661/2429104
S205	CGY1	18Q - 183224/2384453
S206	CGY2	18Q - 157700/2395318
S232*	E177	17Q - 638109/2428444
S301	E302	17Q - 607556/2449757
G2043*	E067	17Q - 636332/2430395
G2050*	E109	17Q - 636653/2429920
G2052*	E031	17Q - 638467/2427854
G2057*	E110	17Q - 649923/2429496
G2061*	E110	17Q - 649923/2429496

Anmerkung: nur die mit (\*) gekennzeichneten Proben befinden sich im Kartenausschnitt, die Lage der anderen Proben ist größtenteils in den Detailkarten der einzelnen Kapitel dargestellt.

**Sancti Spiritus Dome**

Map of sample points



001 - 099 October 1994  
 100 - 199 March 1996  
 200 - 299 March 1997

Field work was sponsored by the German Science Foundation

# **ANHANG**

## **Geochronologie metamorpher Komplexe am Beispiel der kretazischen Inselbogen-Kontinent-Kollisionszone Zentralkubas**

Analytische Möglichkeiten der isotopischen Altersbestimmung und Spaltspuren-Datierung  
subduktionsgebundener Hochdruckmetamorphite

Freiberg, November 2000  
Friedemann Grafe

**Anhang 1: Fototafeln**

***SEM-Aufnahmen – S205/Zirkon***

***SEM- Aufnahmen – S301/Zirkon***

***Lichtmikroskopische Aufnahmen – S141/Hellglimmer***

***Lichtmikroskopische Aufnahmen – S157/Feldspat, Hellglimmer***

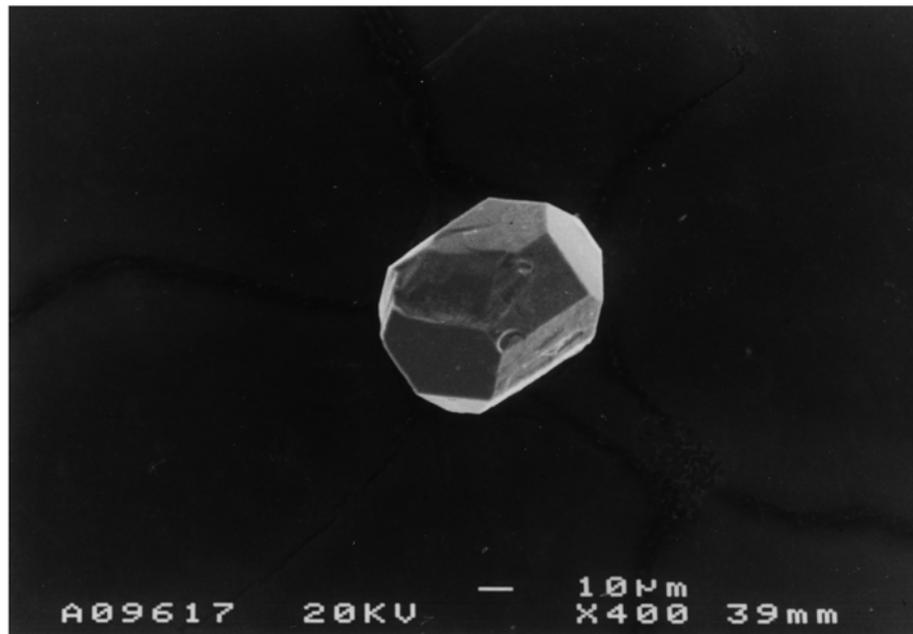
***BSE-Aufnahmen (EMP) – S141/Feldspat, Hellglimmer***

***Fotographische Aufnahme – S232/Handstück***

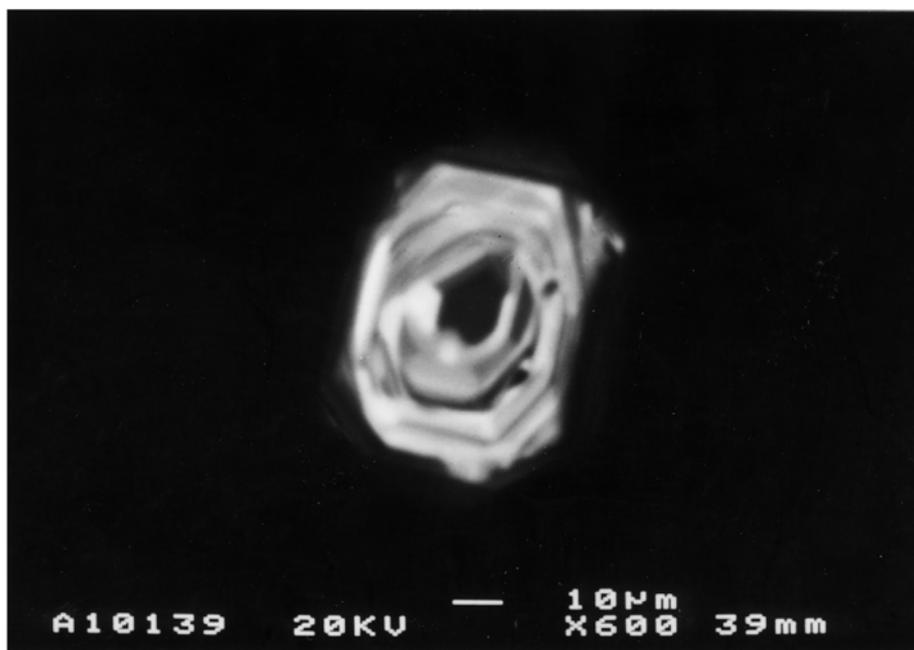
***SEM- Aufnahmen – S145/Zirkon***

***SEM- Aufnahmen – S232/Zirkon***

SE-AUBENFORM

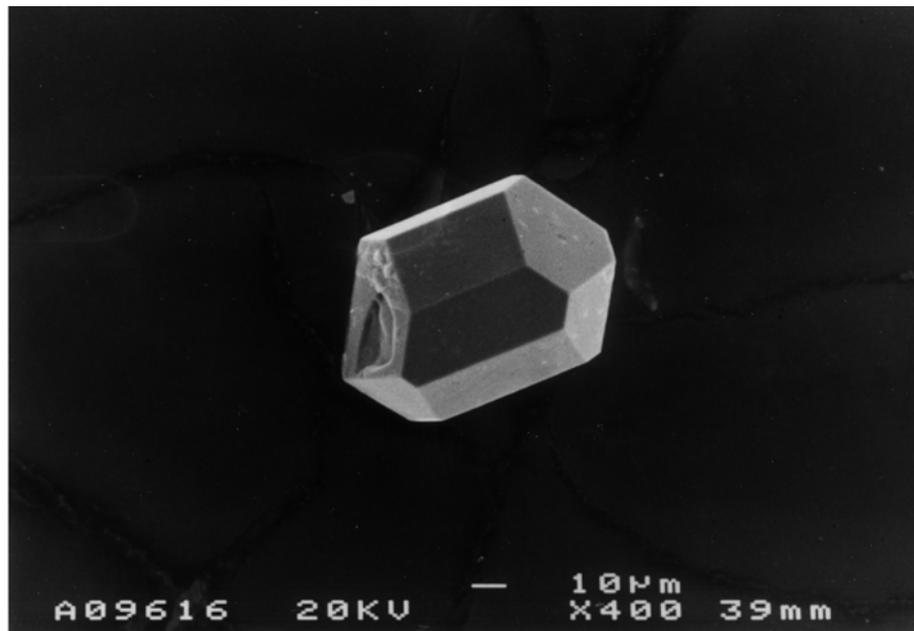


CL-INTERNSTRUKTUR

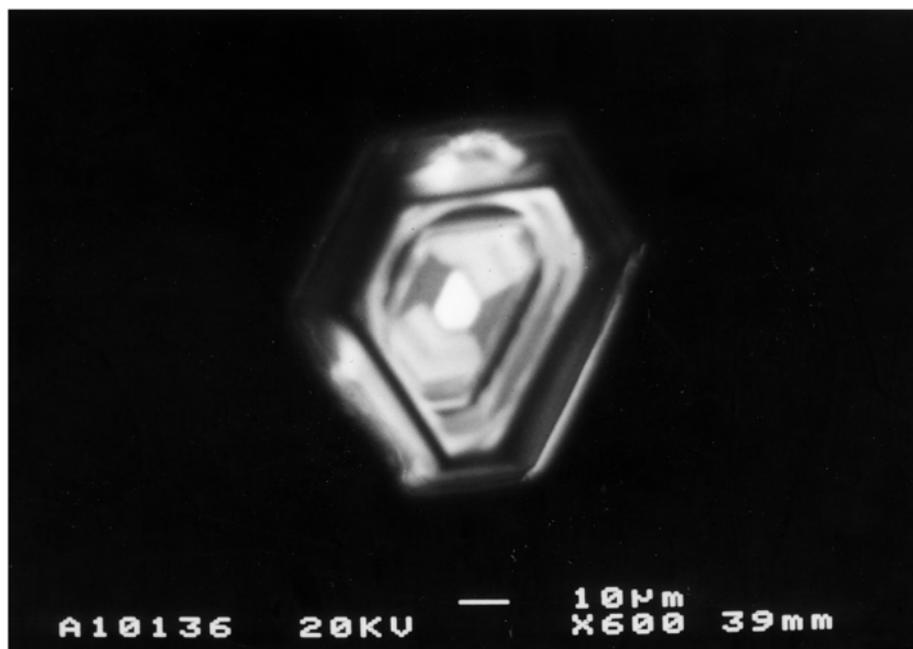


**Abbildung A1.1:** Kurzprismatischer Zirkonkristall S205/Z/KP/KL/<62 µm/1  
(mit winklig-diskordant geschnittener Wachstumszonierung im Kernbereich [möglicherweise Anschnittseffekt])

SE-AUBENFORM



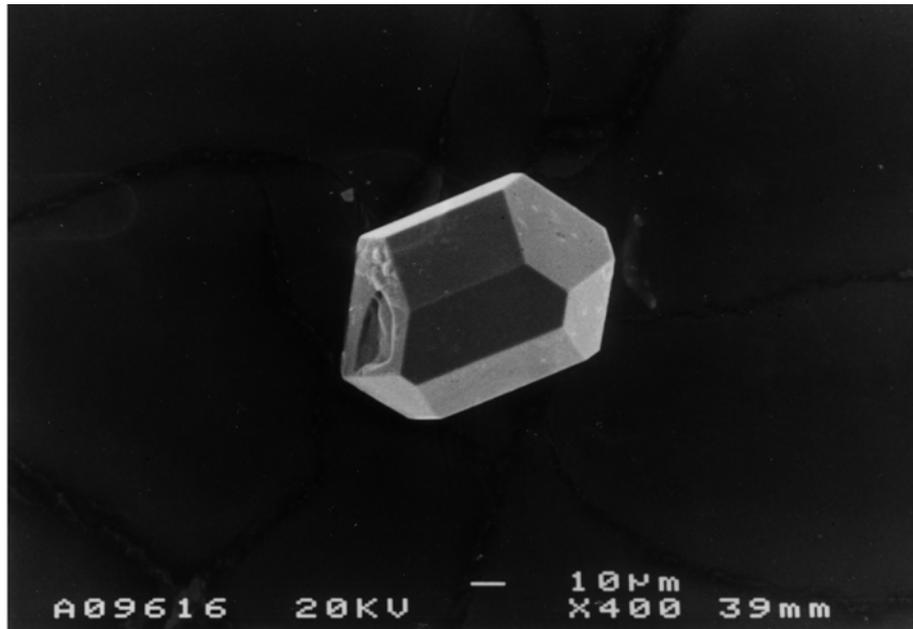
CL-INTERNSTRUKTUR



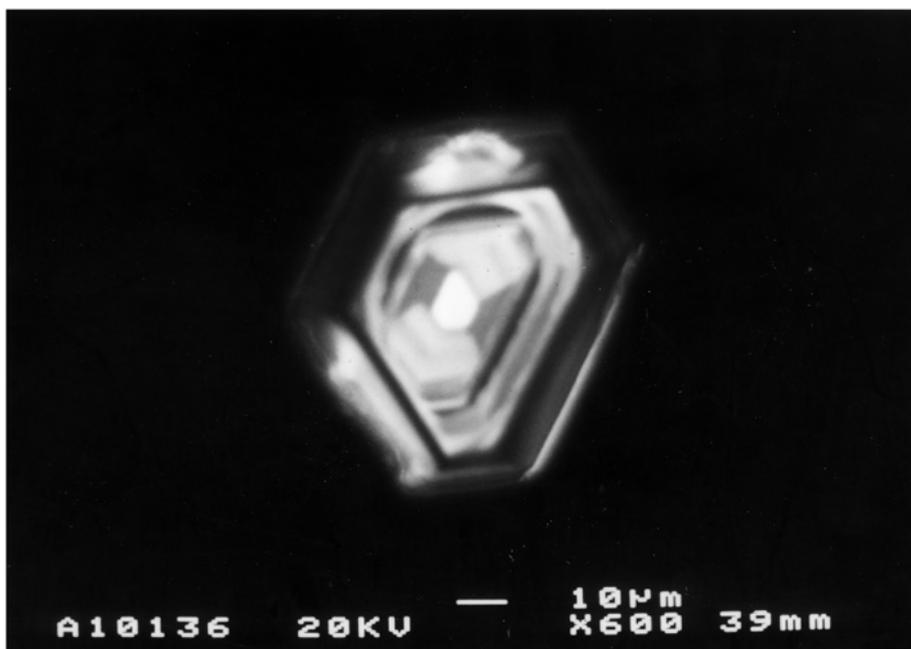
**Abbildung A1.2:** Kurzprismatischer Zirkonkristall S205/Z/KP/<62 µm/6

(mit konkordantem, sektorzoniertem Kern und überwiegend konzentrisch-oszillierend zonierte Randbereich [Synneusis])

SE-AUßENFORM



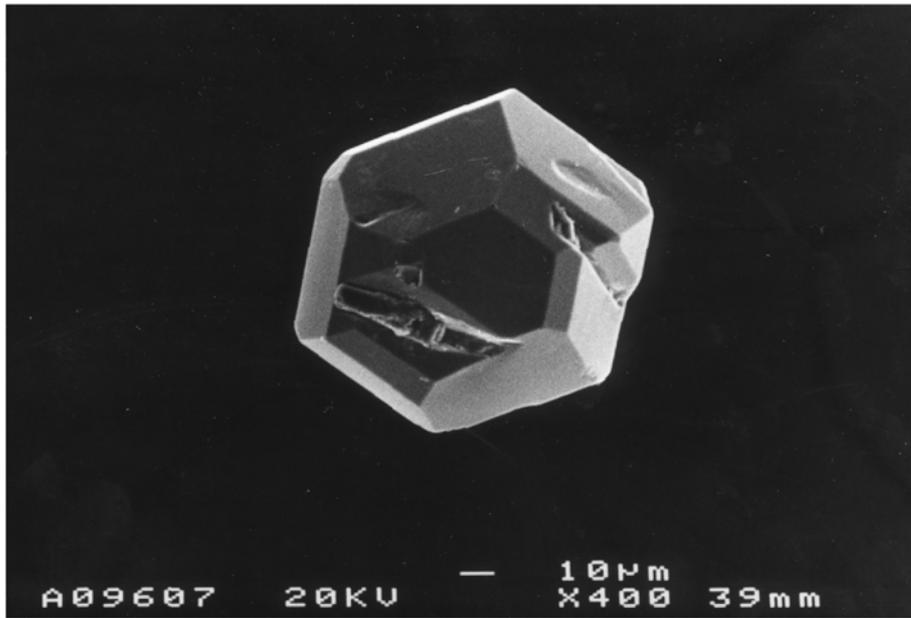
CL-INTERNSTRUKTUR



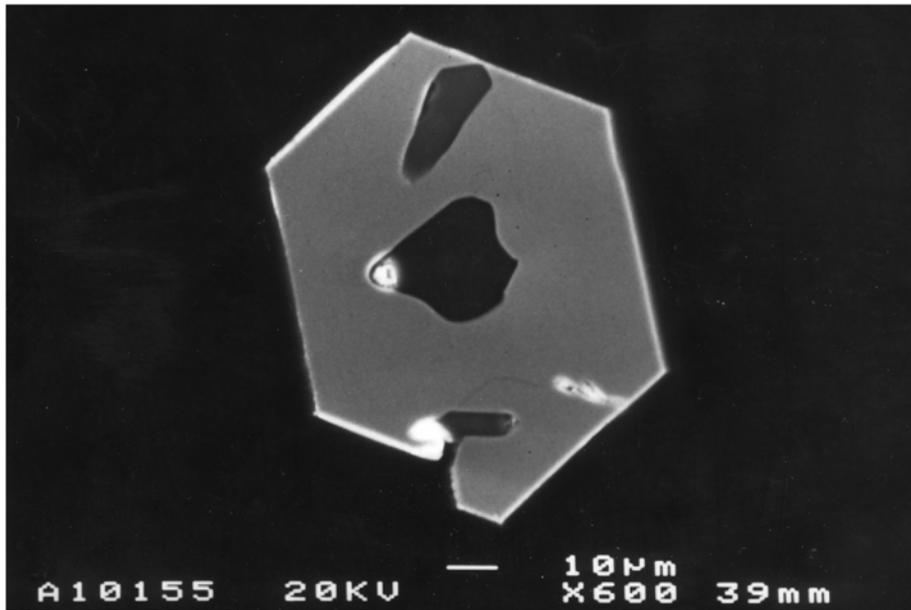
**Abbildung A1.3:** Länglich-prismatischer Zirkonkristall S205/Z/LP/KL/62-100 µm/1

(mit einem kaum bis nicht lumineszierenden zentralen Bereich [Kristallisationskeim bzw. Nuklei] z.T. in Verbindung mit Mineraleinschlüssen)

SE-AUßENFORM



SE-INTERNAUFBAU



CL-INTERNSTRUKTUR

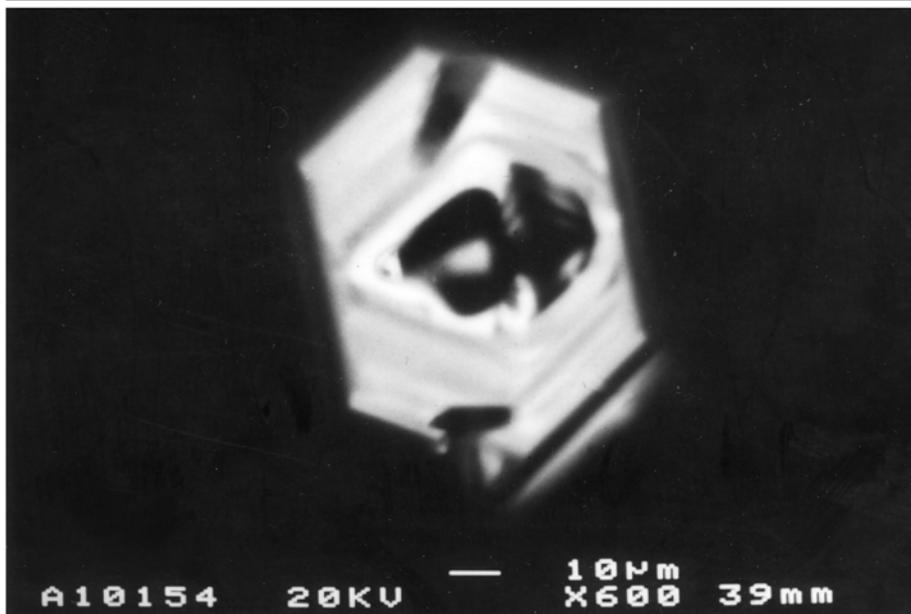
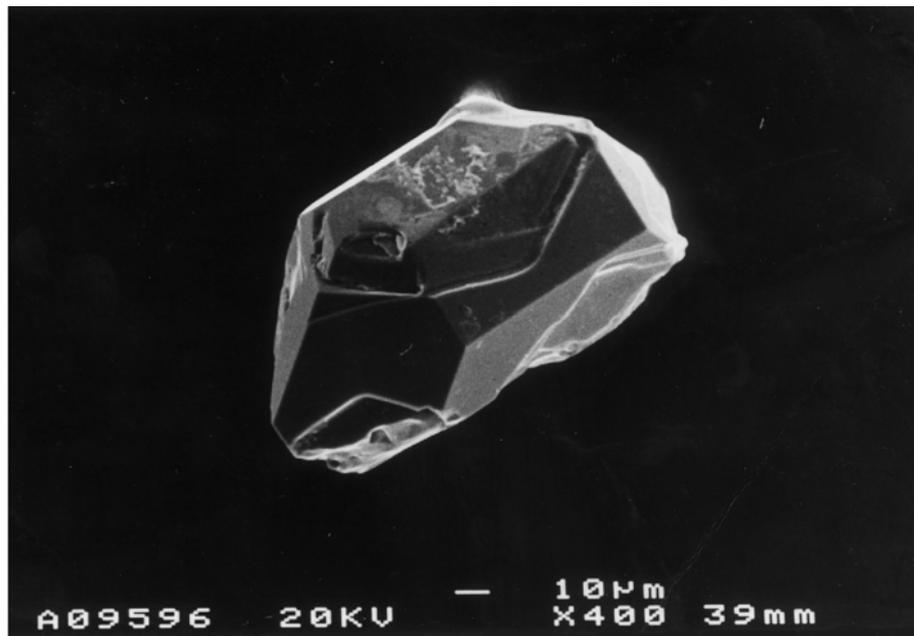


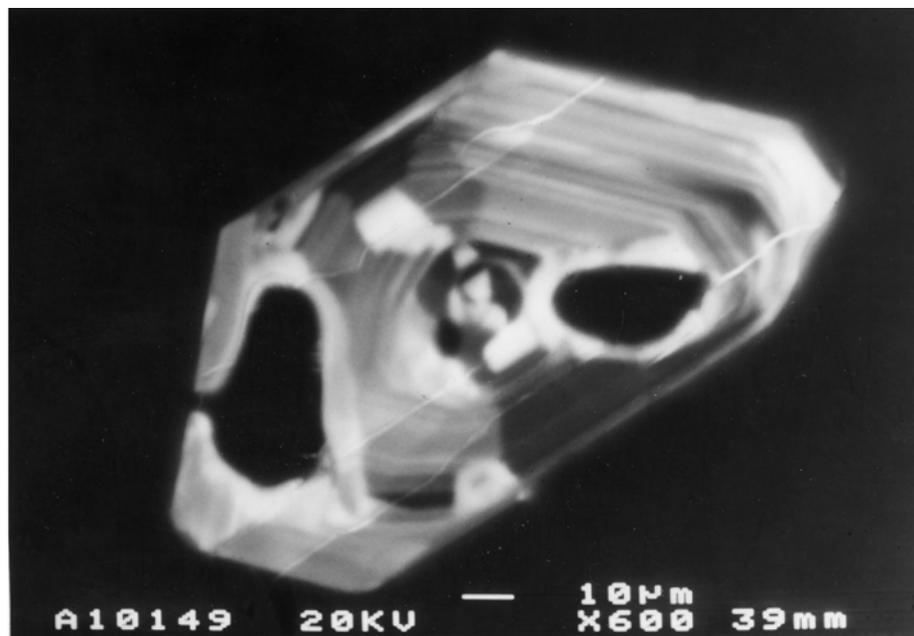
Abbildung A1.4: Kurzprismatischer Zirkonkristall S205/Z/KP/KL/62-100 µm/3

(vermutlich mit Schmelzeinschlüssen und einem kaum bis nicht lumineszierenden zentralen Bereich [Keim bzw. Nuklei])

SE-AUBENFORM



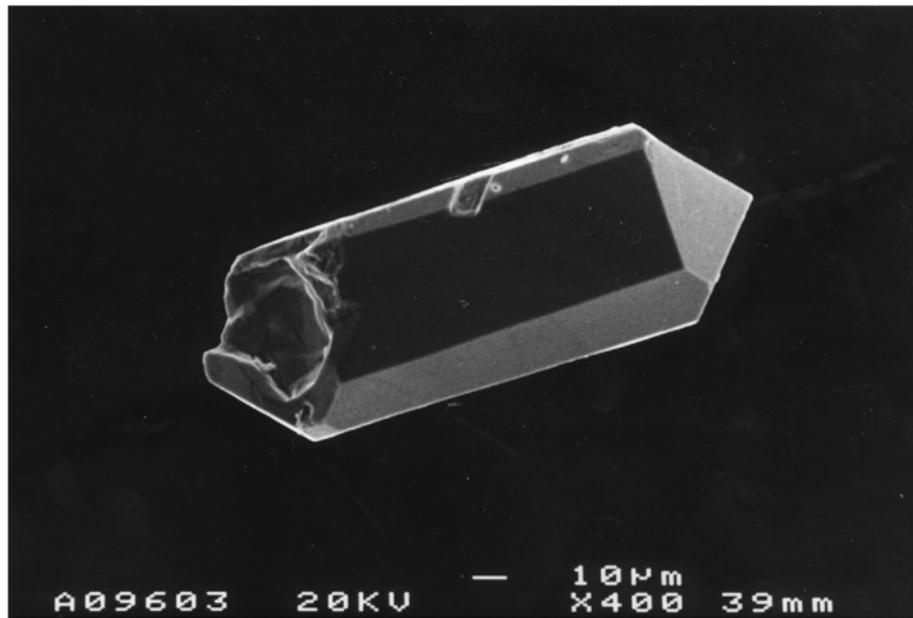
CL-INTERNSTRUKTUR



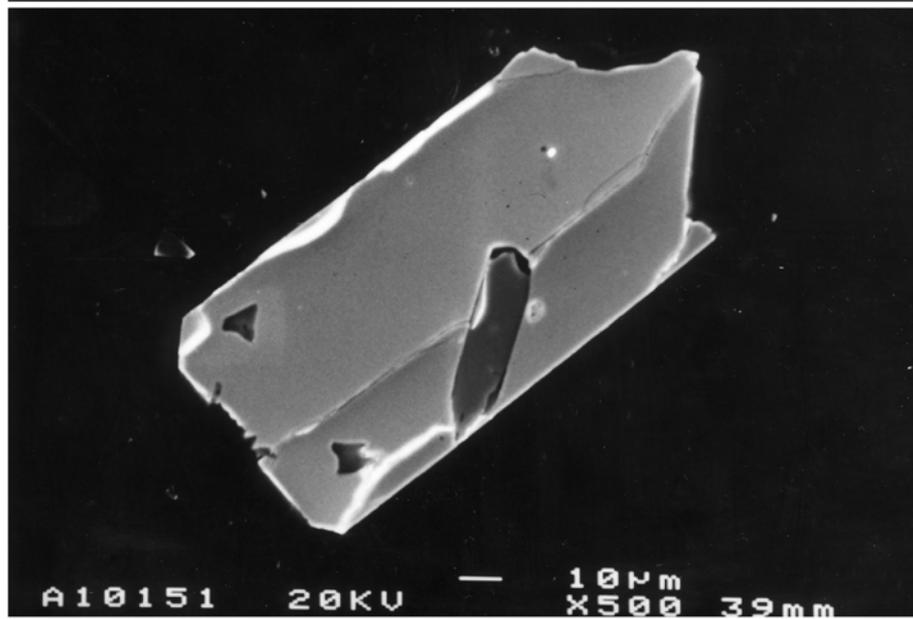
**Abbildung A1.5:** Zirkonkristall S205/Z/UD/>100 µm/3

(mit ange deuteter Sektorzonierung und vermutlich mit Schmelzeinschlüssen, die von einem Alterationshalo [Auslöschen der Internstruktur] begleitet werden)

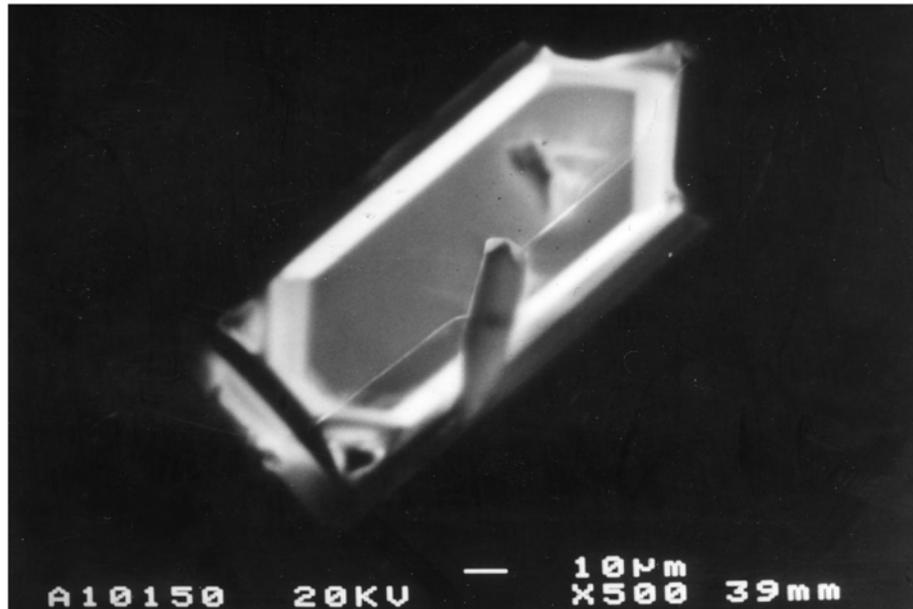
SE-AUßENFORM



SE-INTERNAUFBAU



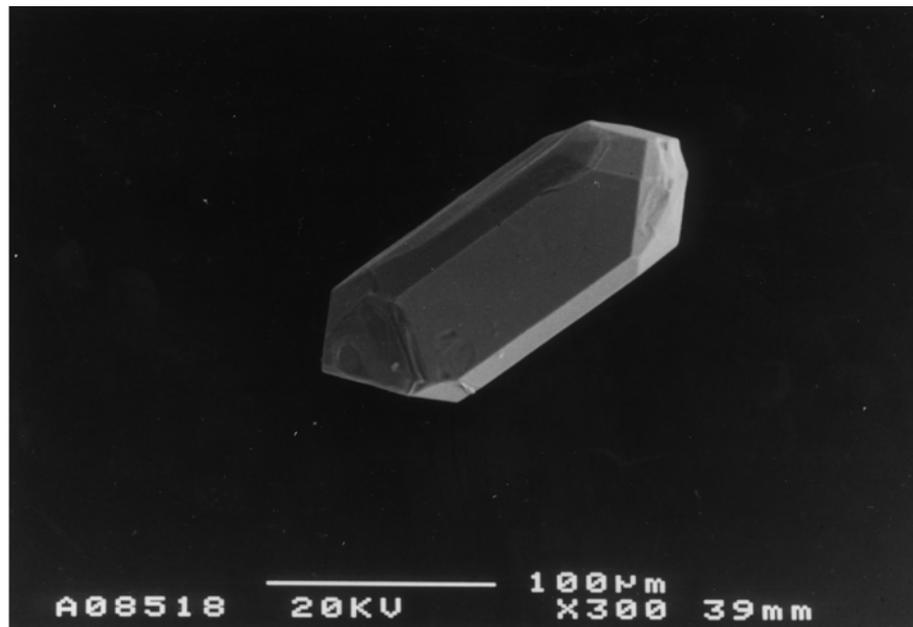
CL-INTERNSTRUKTUR



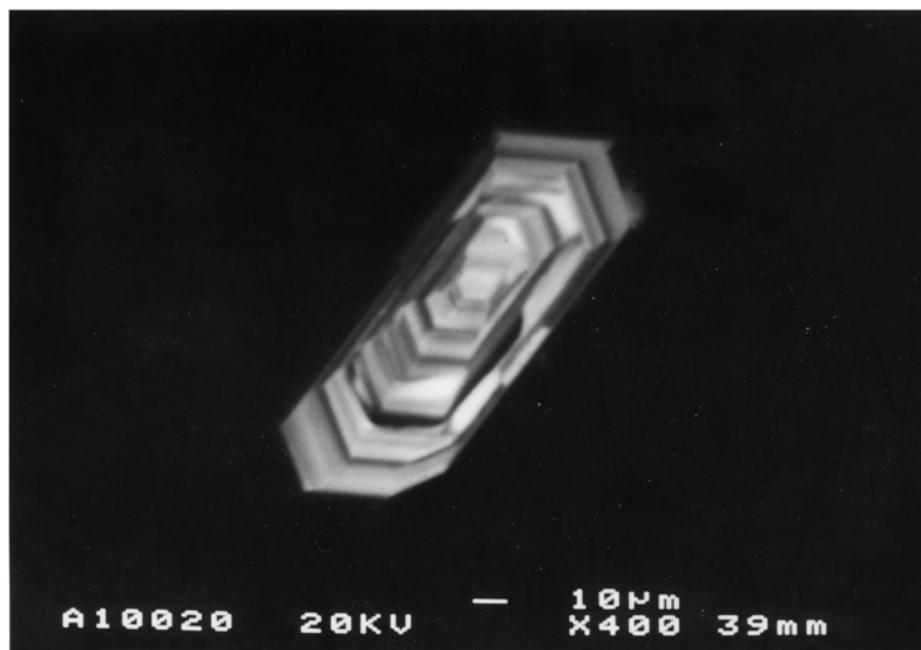
**Abbildung A1.6:** Länglich-prismatischer Zirkonkristall S205/LP/KL62-100 µm/3

(mit eventueller Epitaxie von K-Feldspatkristallen zu Zirkon [epitaktisches Aufwachsen – siehe die zwei linken Mineral-einschlüsse])

SE-AUßENFORM



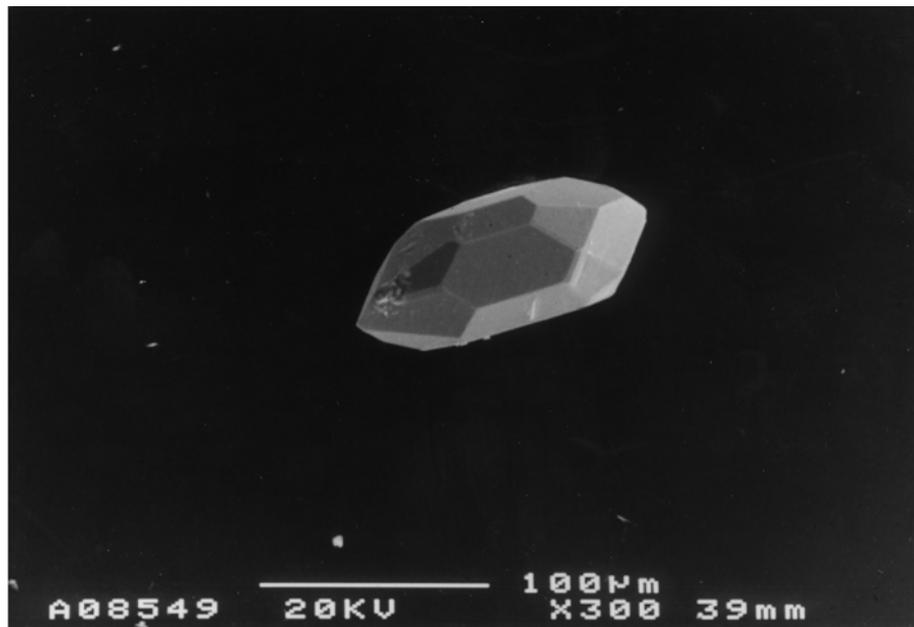
CL-INTERNSTRUKTUR



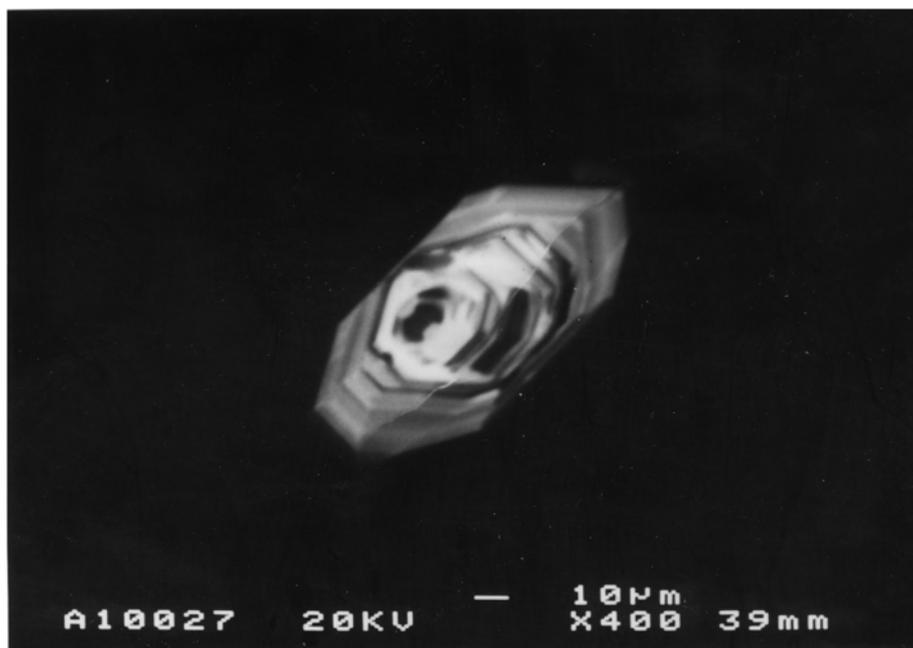
**Abbildung A1.7:** Kurzprismatischer Zirkonkristall S301/Z/KP/KL/80-90 µm/4

(mit konkordantem, konzentrisch-oszillierend zonierte Kern und konzentrisch-oszillierend zonierte Randbereich [Synneusis])

SE-AUßENFORM



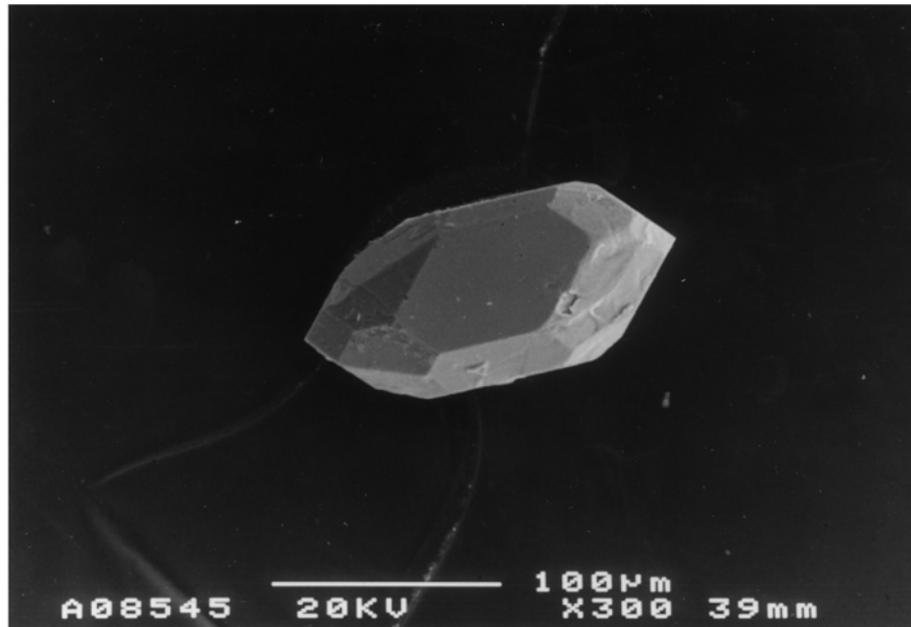
CL-INTERNSTRUKTUR



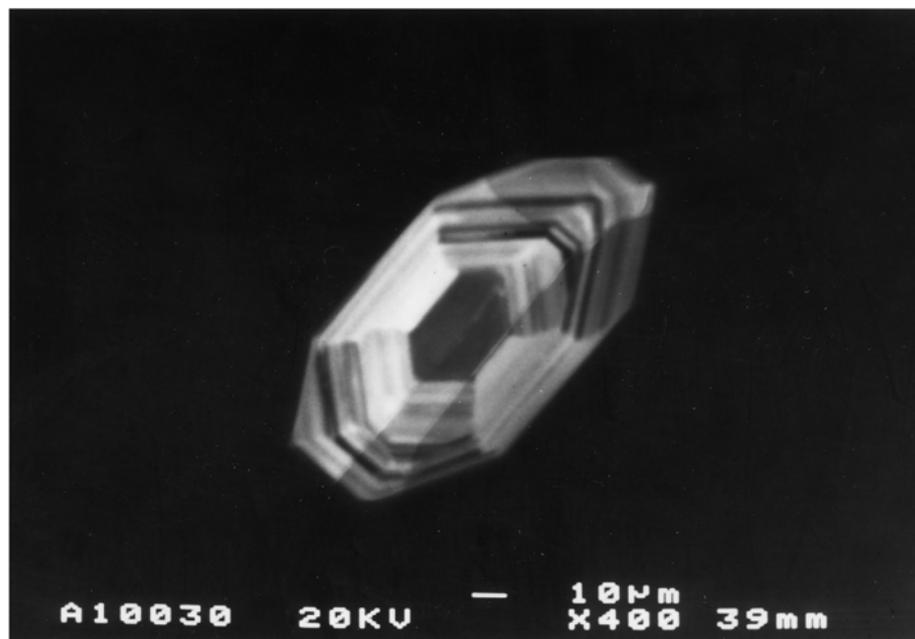
**Abbildung A1.8:** Kurzprismatischer Zirkonkristall S301/Z/KP/KL/<80 µm/5

(mit kernähnlichem Erscheinungsbild, welches hier jedoch mit hoher Wahrscheinlichkeit durch den Anschnitteffekt verursacht wird)

SE-AUBENFORM

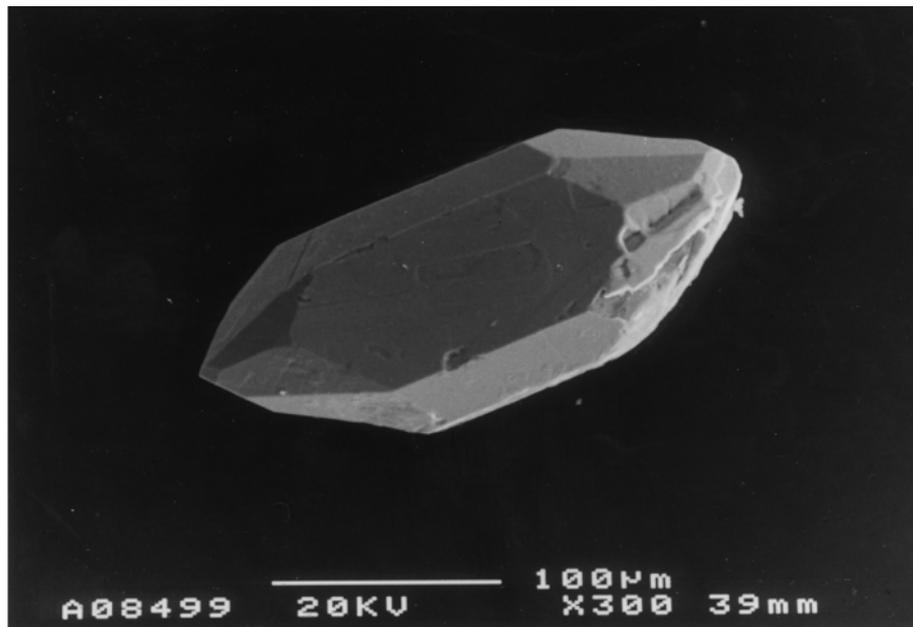


CL-INTERNSTRUKTUR

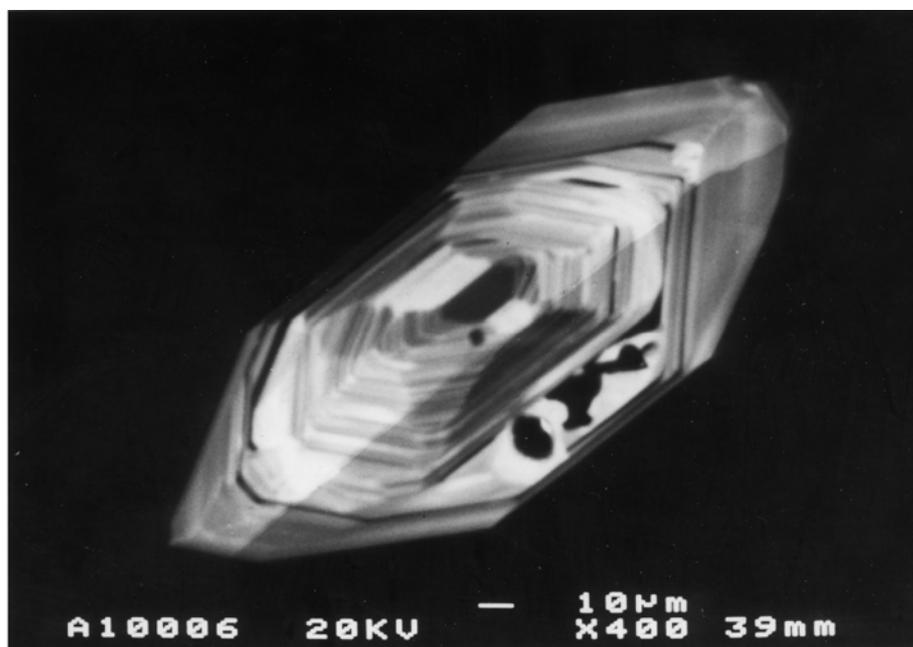


**Abbildung A1.9:** Kurzprismatischer Zirkonkristall S301/Z/KP/KL/<80 µm/10  
(mit konzentrisch-oszillierender Wachstumszonierung, die von einer Sektorzonierung überlagert wird)

SE-AUBENFORM



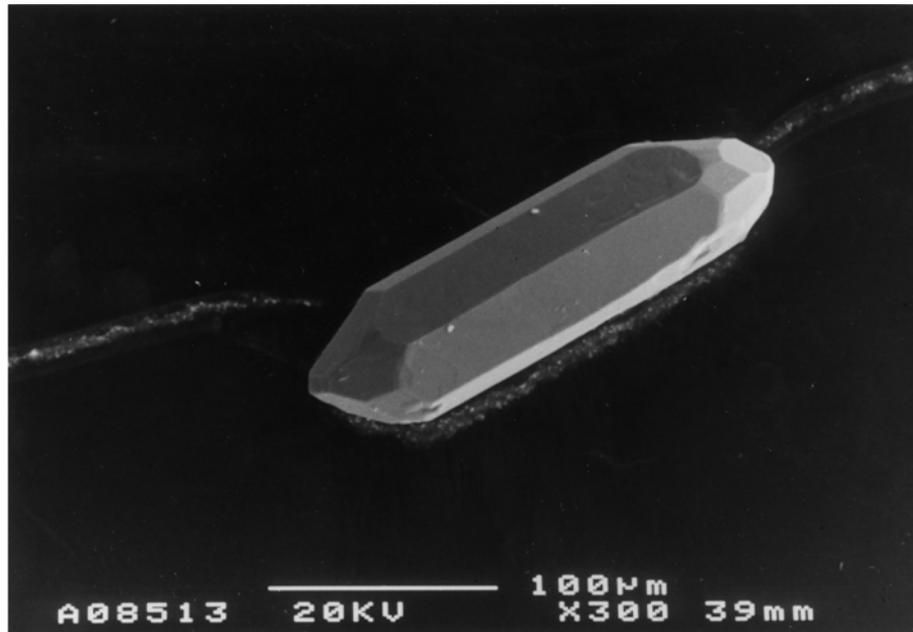
CL-INTERNSTRUKTUR



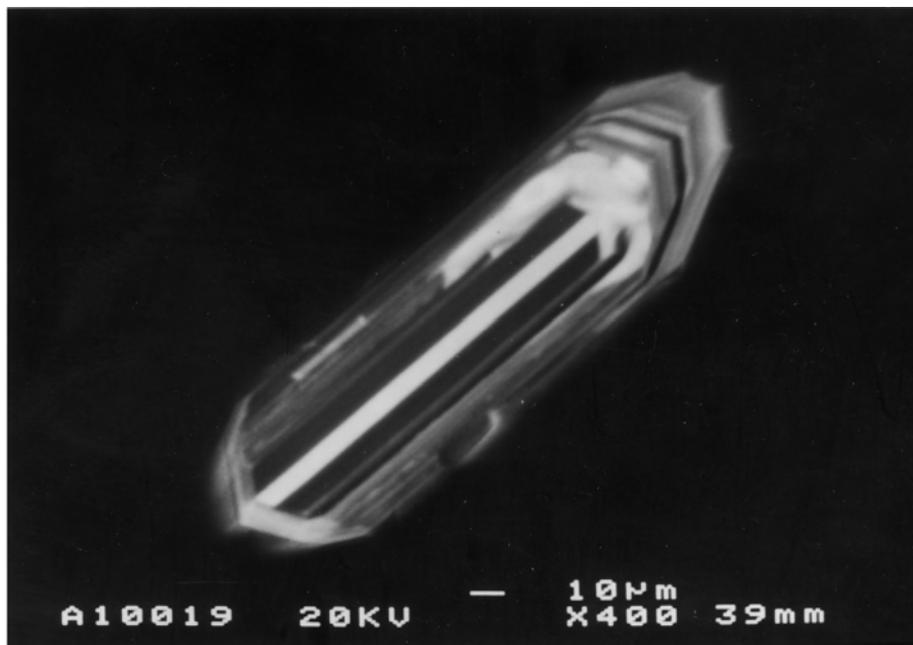
**Abbildung A1.10:** Kurzprismatischer Zirkonkristall S301/Z/KP/KL/90-160 µm/8

(mit konzentrisch-oszillierender Wachstumszonierung und Alterationshalo entlang von Korngrenzflächen von Mineral-einschlüssen [zusätzlich erkennbarer Anschnittseffekt])

SE-AUBENFORM

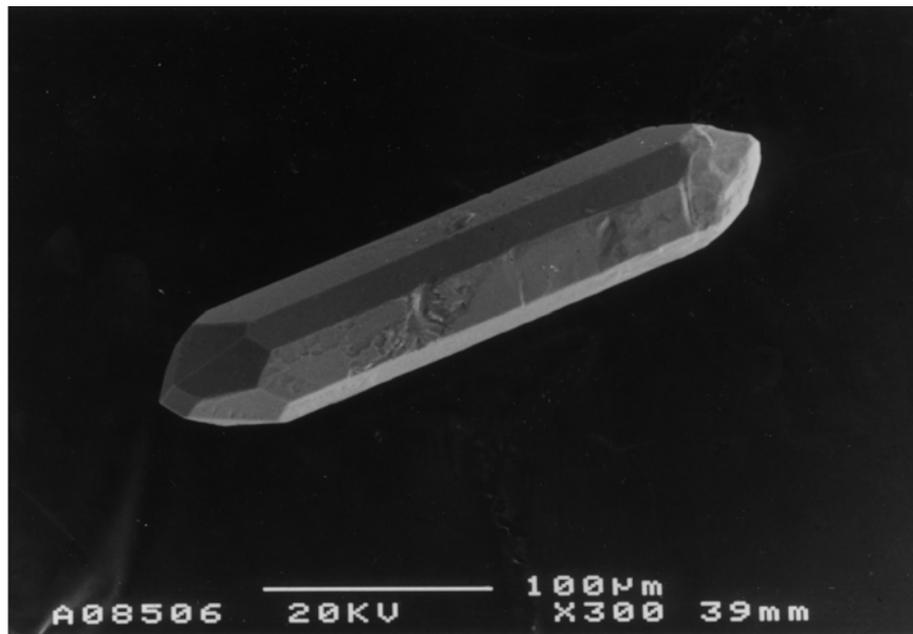


CL-INTERNSTRUKTUR

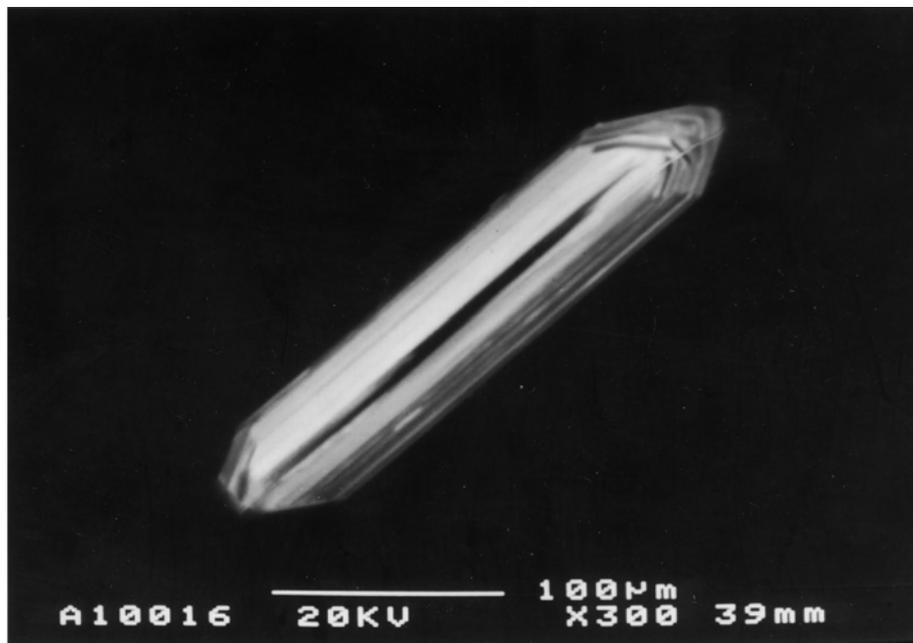


**Abbildung A1.11:** Länglich-prismatischer Zirkonkristall S301/Z/LP/KL/80-90 µm/8  
 (mit "längsstreifen"-zoniertem Prismenbereich und konzentrisch-oszillierend zoniertem Pyramidenbereich ["Skelettwachstum"])

SE-AUBENFORM



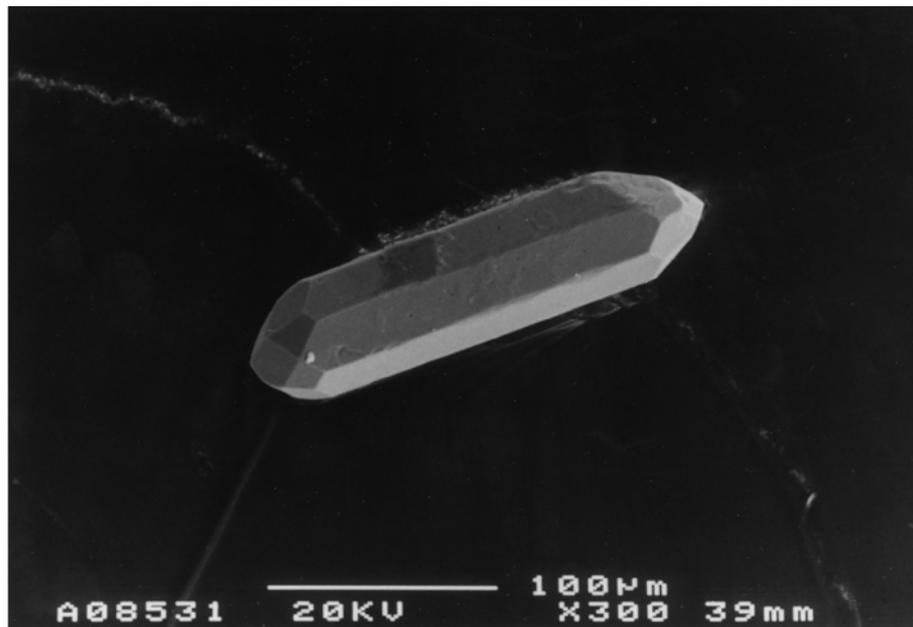
CL-INTERNSTRUKTUR



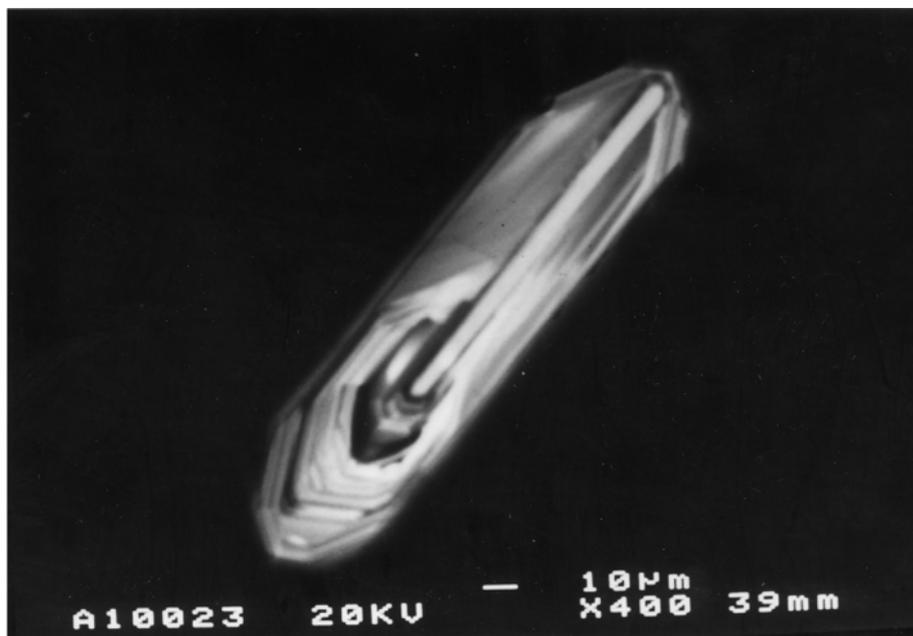
**Abbildung A1.12:** Nadeliger Zirkonkristall S301/Z/N/KL/80-90 µm/l

(mit "längsstreifen"-zoniertem Prismenbereich und konzentrisch-oszillierend zonierte Pyramidenbereich ["Skelettwachstum"])

SE-AUBENFORM



CL-INTERNSTRUKTUR



**Abbildung A1.13:** Länglich-prismatischer Zirkonkristall S301/Z/LP/KL/<80 µm/2

(mit "längsstreifen"-zoniertem Prismenbereich [gleichzeitig auch Nuklei] und nur einseitig konzentrisch-oszillierend zonierte Pyramidenbereich ["Skelettwachstum"])

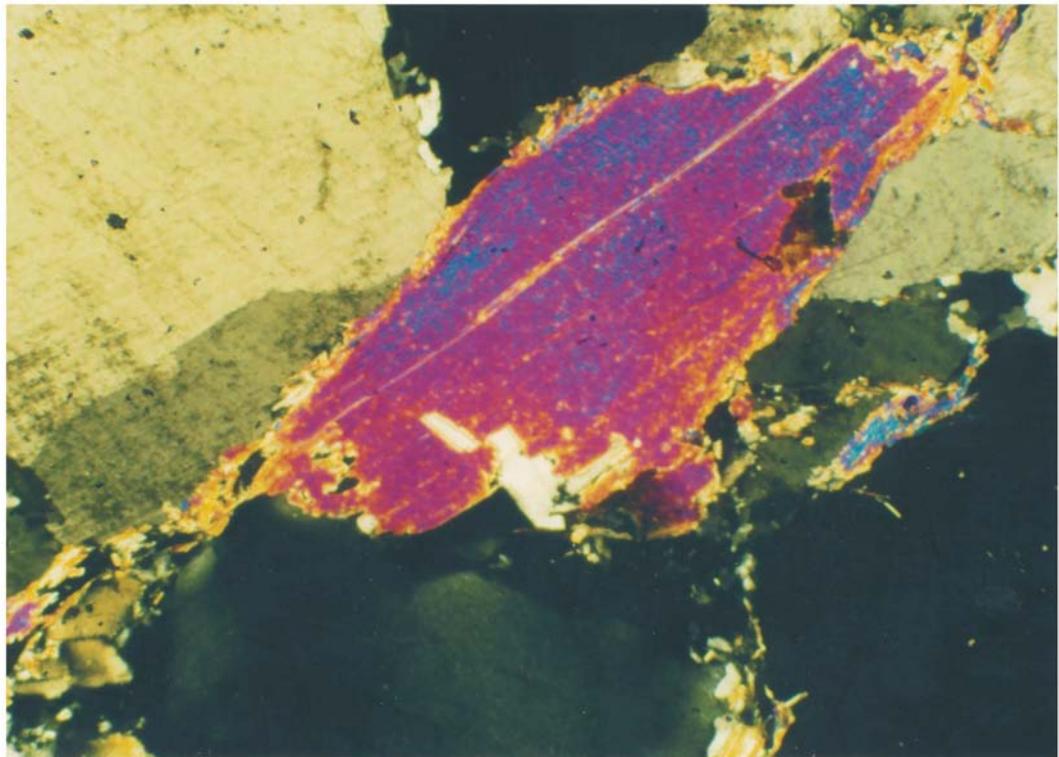
LICHTMIKROSKOPISCHE AUFNAHME



[A]

1 mm

LICHTMIKROSKOPISCHE AUFNAHME



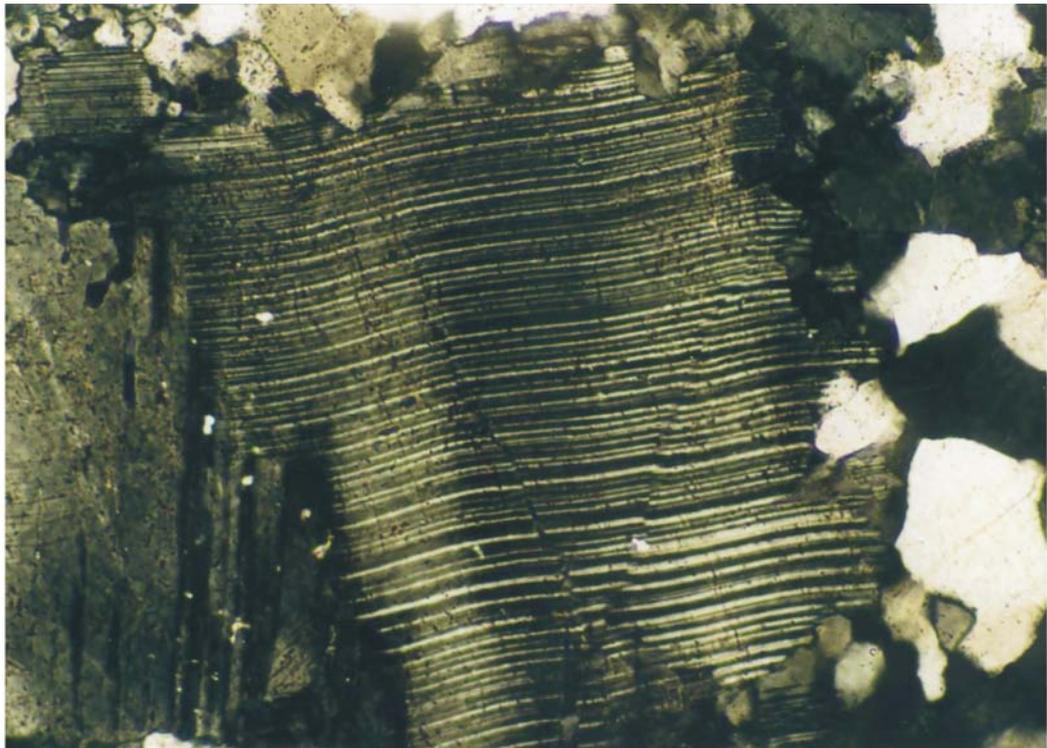
[B]

1 mm

**Abbildung A1.14:** Deformation und Neuwachstum von Hellglimmerkristallen in Pegmatit S141

([A] geknickter Rand eines grobkörnigen Hellglimmerkristalls – “Kinking” der Spaltflächen als Ausdruck von Deformation im Sinne des “pure shear”-Modells, typische undulöse Auslöschung, [B] orientierter, mittelkörniger Hellglimmer innerhalb einer Scherzone aus feinkörnigem Hellglimmer in Pegmatit S141 – mittelkörniger Hellglimmer [Generation I] wird ummantelt von feinkörnigen Hellglimmerkristallen [Generation II], [gekreuzte Nicols])

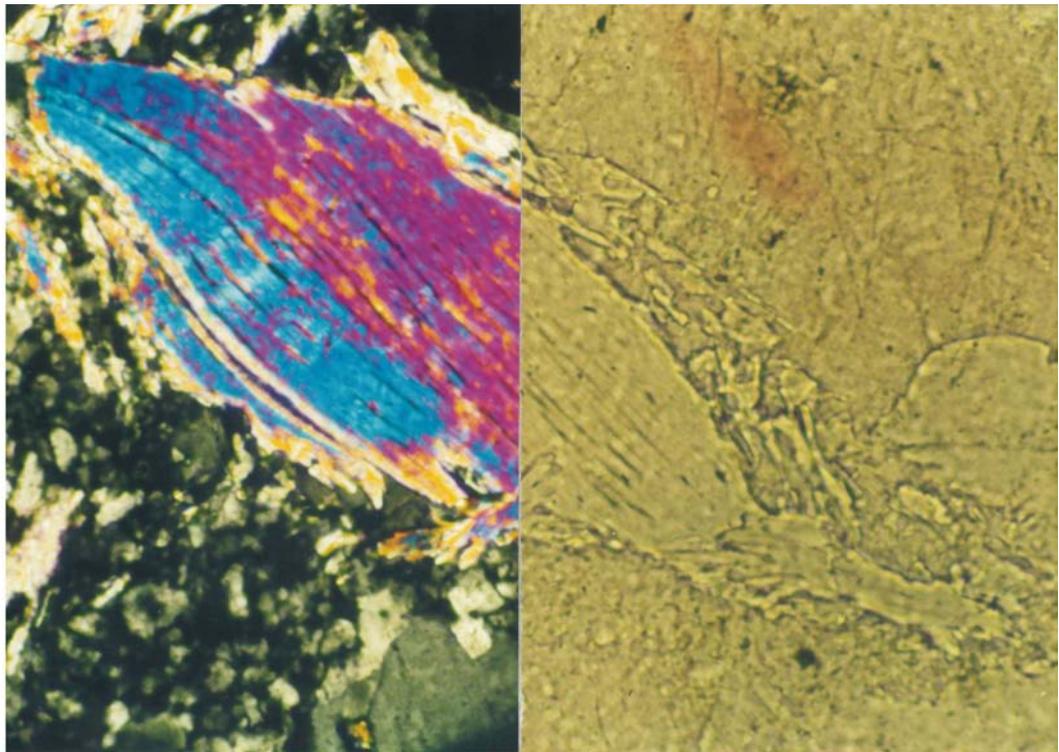
LICHTMIKROSKOPISCHE AUFNAHME



[A]

1 mm

LICHTMIKROSKOPISCHE AUFNAHME

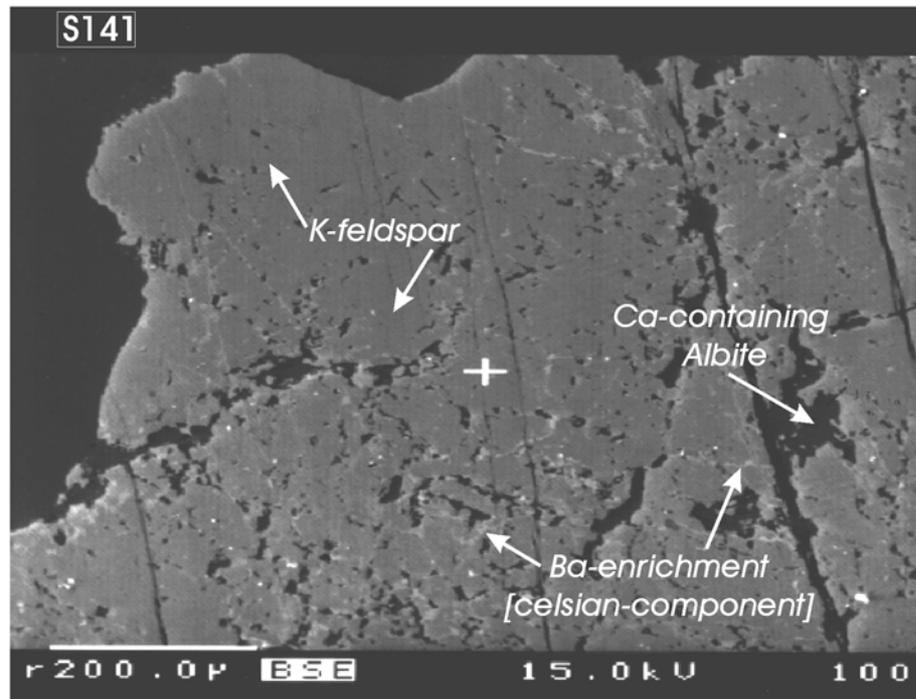


[B]

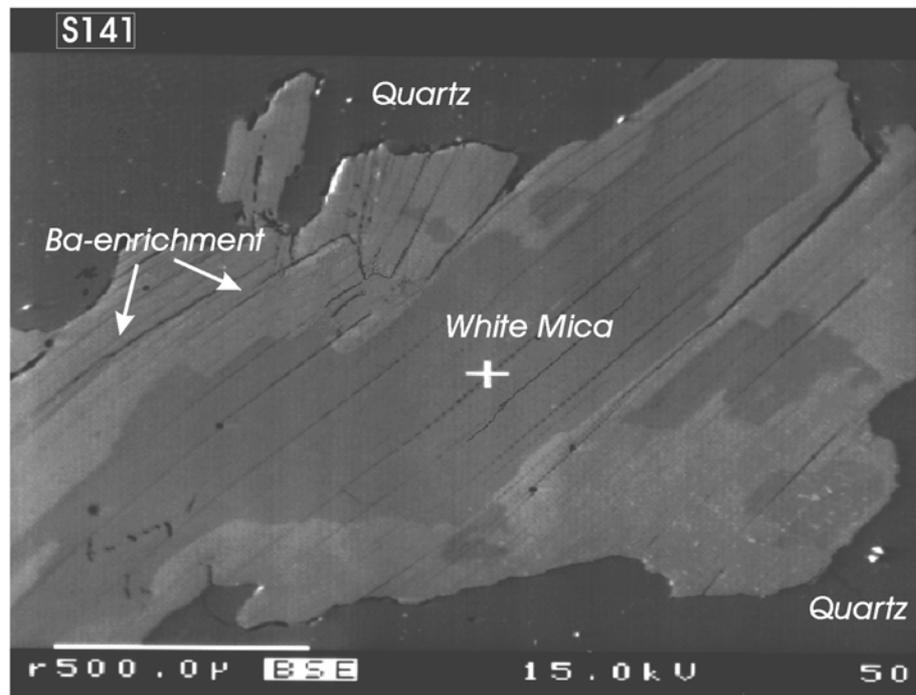
1 mm

**Abbildung A1.15:** Deformation von Plagioklas- und Hellglimmerkristallen in Pegmatit S157

([A] geknickte Zwillingslamellen eines polysynthetisch verzwilligten Plagioklas – “kinking” in Form von konjugierten Scherbändern als Ausdruck von Deformation im Sinne des “pure shear”-Modells, [B] Glimmer-Fisch innerhalb einer Scherzone – mittelkörniger, sigmoidaler Hellglimmer mit leicht geöffneten Spaltflächen, [gekreuzte Nicols])



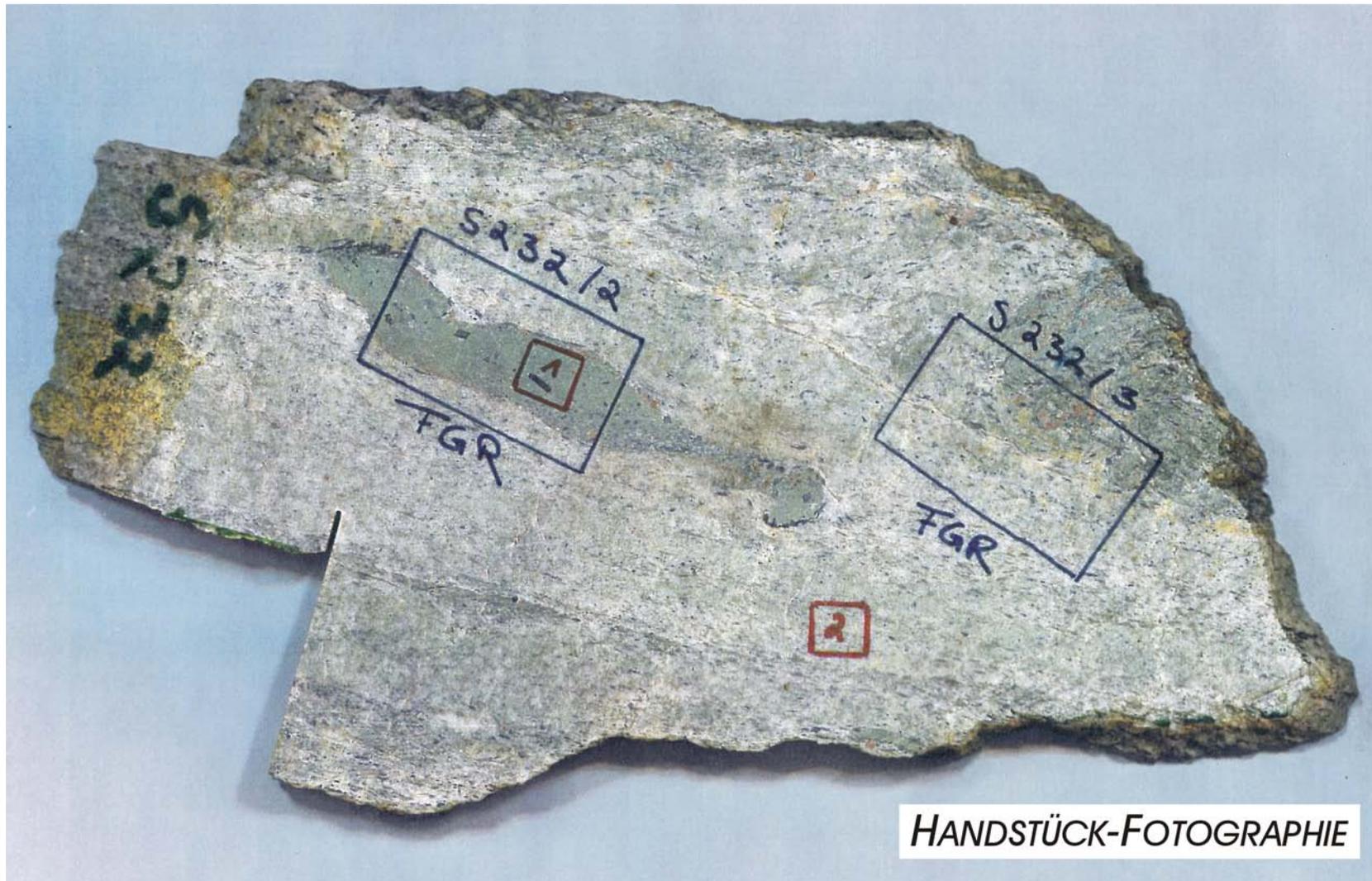
A)



B)

**Abbildung A1.16:** Ba-Anreicherung in K-Feldspat- und Hellglimmerkristallen in Pegmatit S141

([A] BSE-Bild eines grobkörnigen, perthitischen K-Feldspatkristalls aus Pegmatit S141 mit einem Netzwerk von helleren Zonen mit Ba-Anreicherung, [B] BSE-Bild eines grobkörnigen Hellglimmerkristalls aus Pegmatit S141 mit randlicher Ba-Anreicherung)



**Abbildung A1.17:** Handstück der blauschieferfaziellen Probe S232 – Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit

(mit den als S232/1 ausgehaltenen epidotisierten Bereichen)

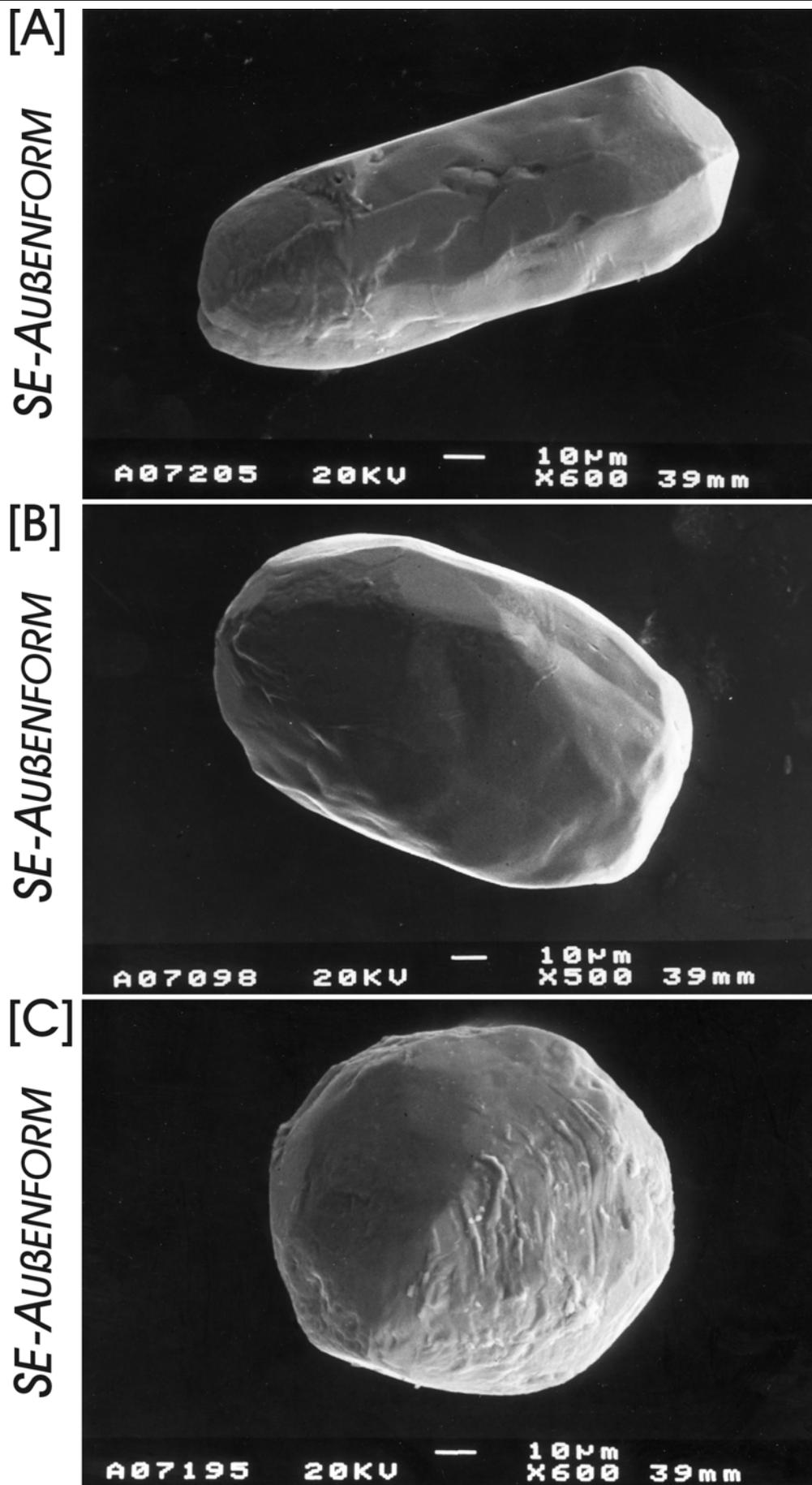


Abbildung A1.18: Phänotypen von Zirkonkristallen aus dem Eklogit S145

([A] länglich-prismatisch, abgerundet, [B] kurzprismatisch, abgerundet, [C] rundlich-sphäroid)

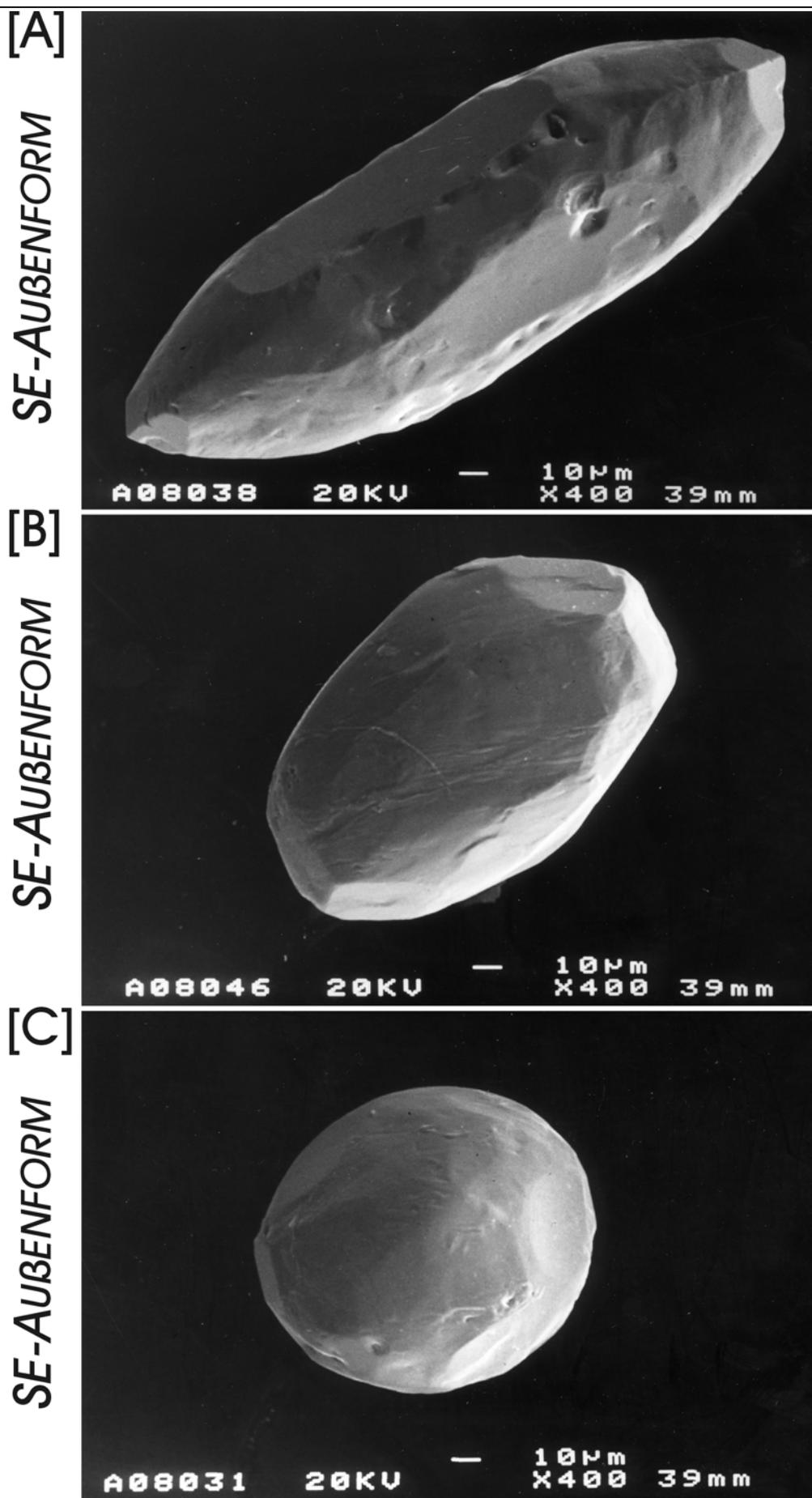


Abbildung A1.19: Phänotypen von Zirkonkristallen des blauschieferfaziellen Quarzits S232

([A] länglich-prismatisch, abgerundet, [B] kurzprismatisch, abgerundet, [C] rundlich-sphäroid)

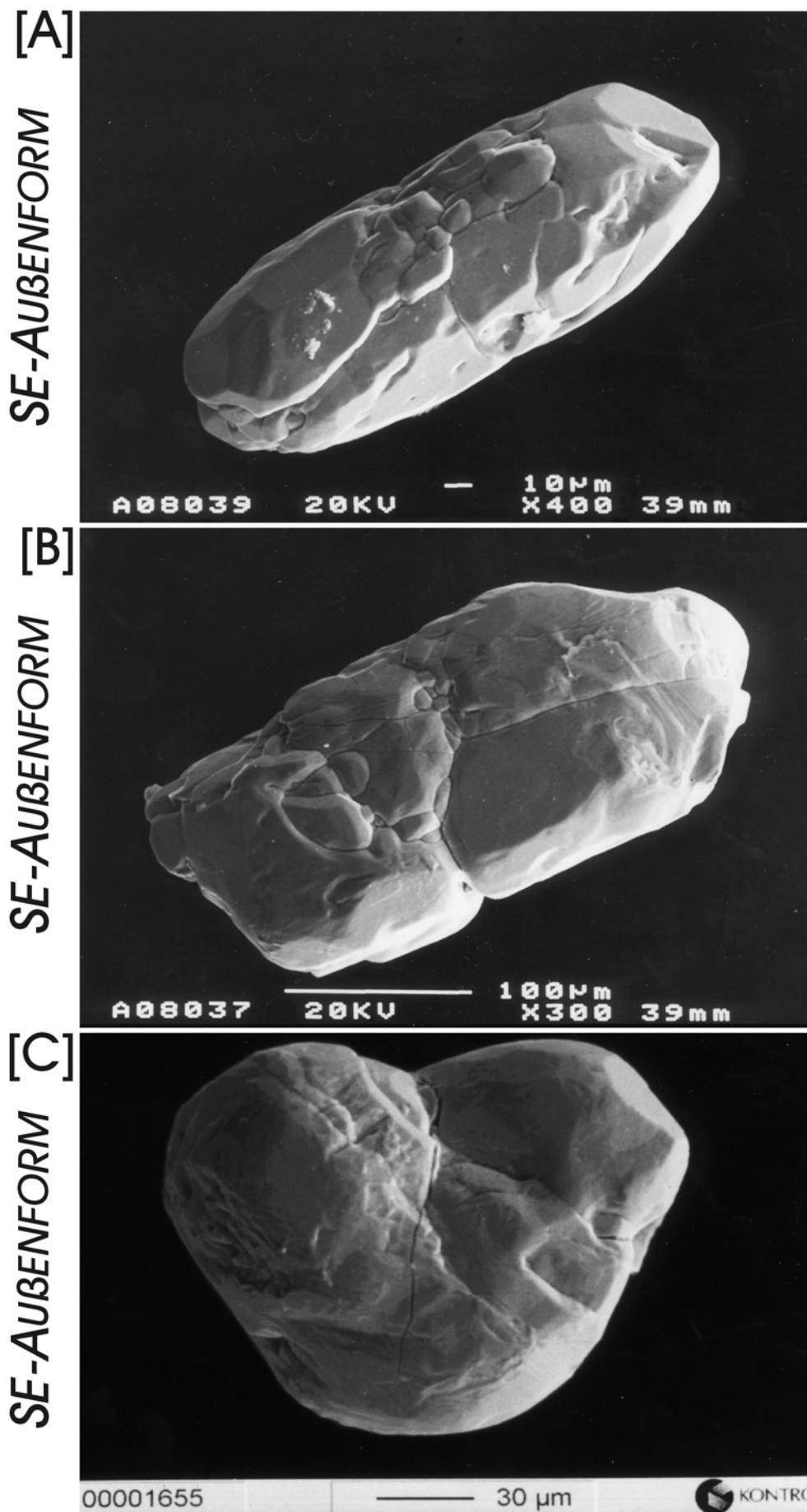
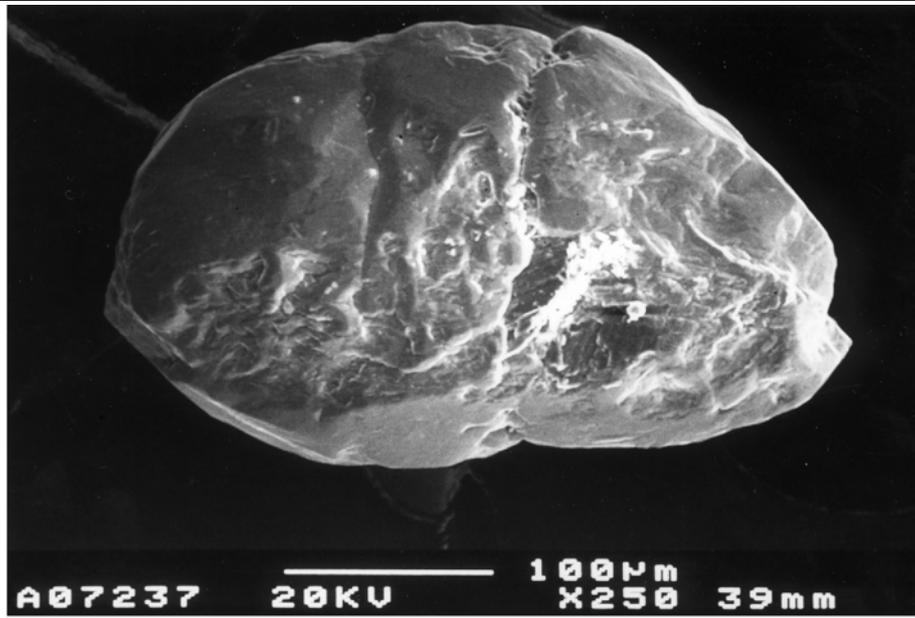
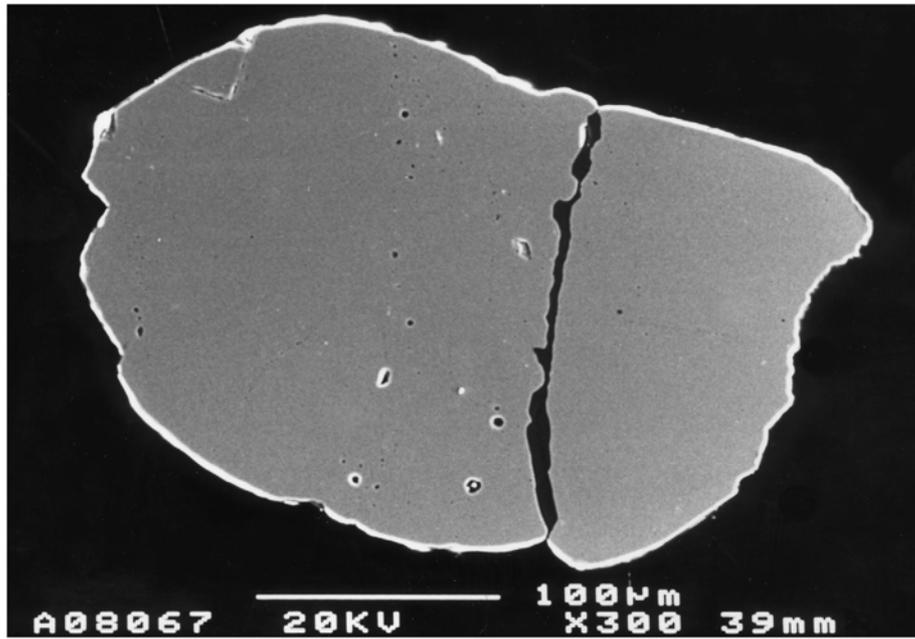


Abbildung A1.20: Aggregatähnliche Zirkonkristalle ([A], [B] aus S232, [C] aus S145)

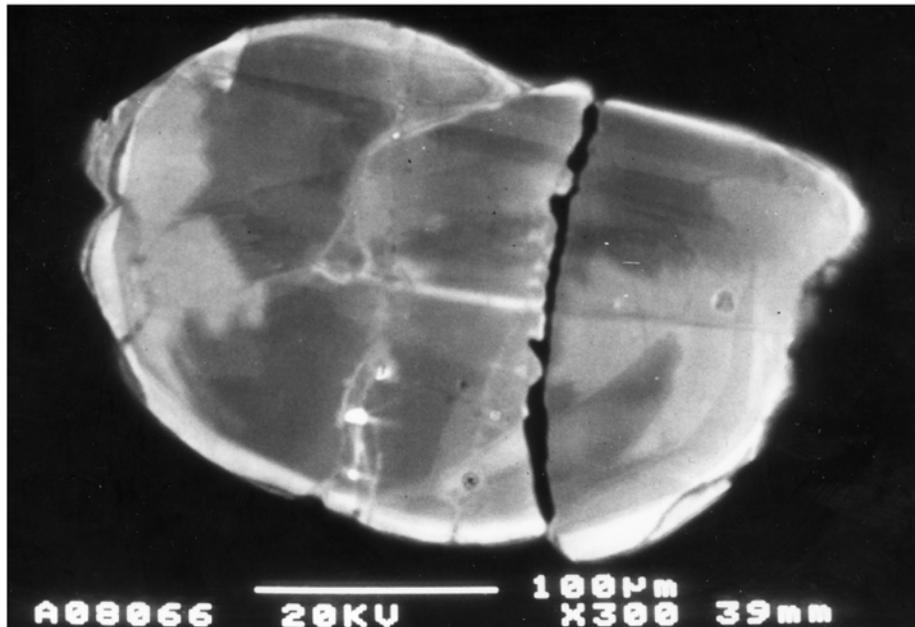
SE-AUßENFORM



SE-INTERNAUFBAU

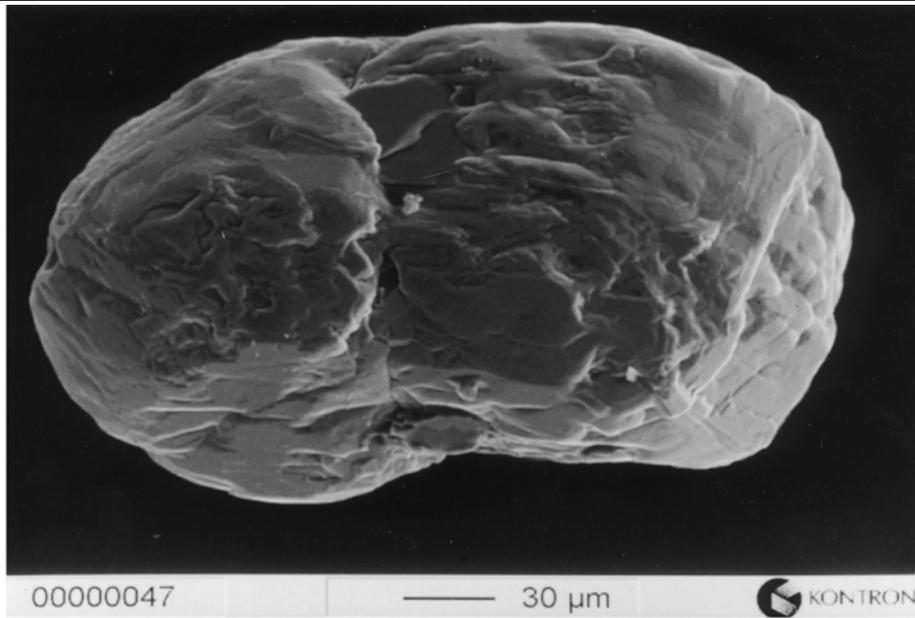


CL-INTERNSTRUKTUR

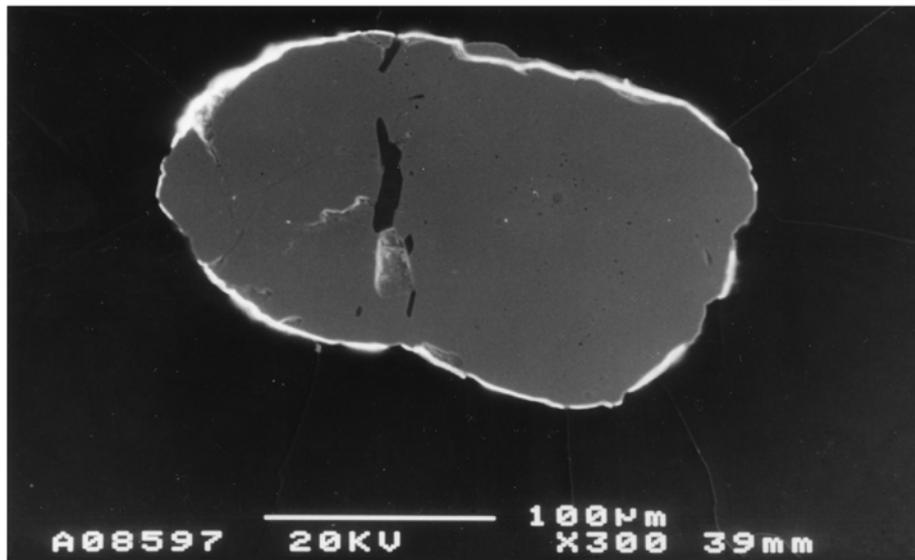


**Abbildung A1.21:** Gebrochener, leicht korrodierter Zirkonkristall S145/Z/KP/KL/>160 µm/3 (mit einem sekundär verwachsenen Bruch von Pyroxen [rechts] und einem Riß mit Gas-/Fluideinschlüssen, stark lumineszierend im CL-Bild [links], unvollständige Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation])

SE-AUßENFORM



SE-INTERNAUFBAU



CL-INTERNSTRUKTUR



**Abbildung A1.22:** Zirronkristall aus der gemessenen Zirronfraktion S145/Z/UD/100-160  $\mu\text{m}^3$

(gebrochen, korrodierte Oberflächen, mit sekundären Mineraleinschlüssen von Hellglimmer und Amphibol auf Rissen, z.T. Risse ohne Mineraleinschlüsse jedoch mit Gas-/Fluideinschlüssen, kaum oder stark lumineszierend, unvollständige Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation], ohne sichtbaren Kern)

SE-AUBENFORM

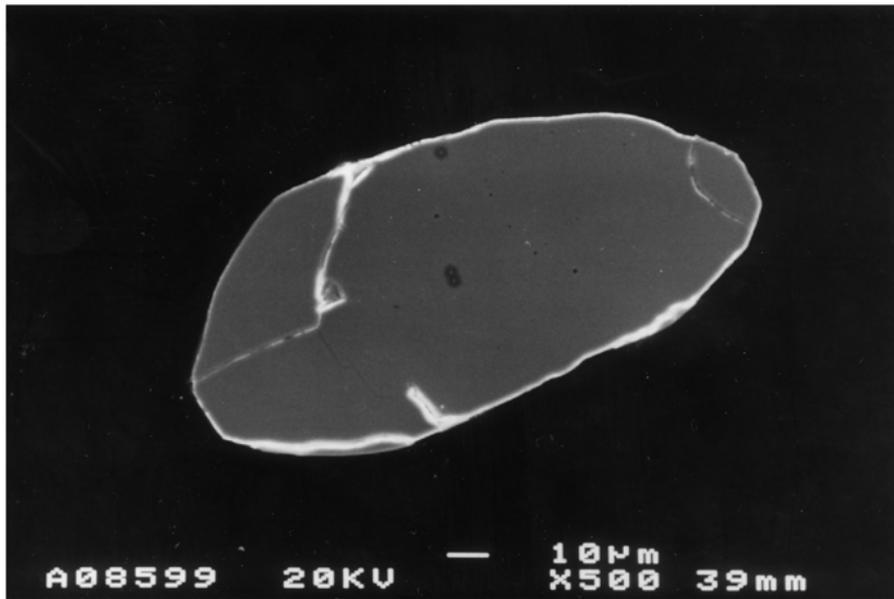


00000066

— 10  $\mu\text{m}$ 

KONTROL

SE-INTERNAUFBAU



A08599

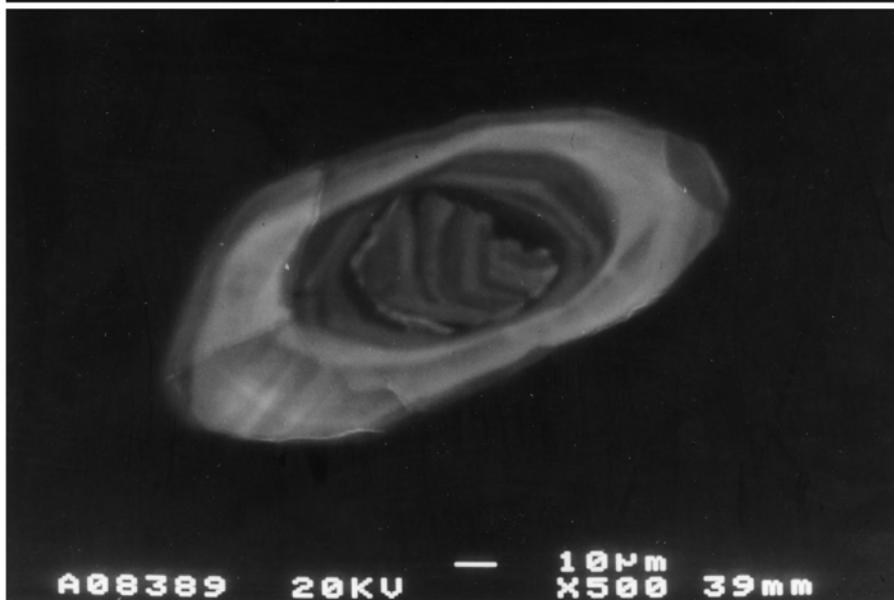
20KV

— 10  $\mu\text{m}$ 

X500

39mm

CL-INTERNSTRUKTUR



A08389

20KV

— 10  $\mu\text{m}$ 

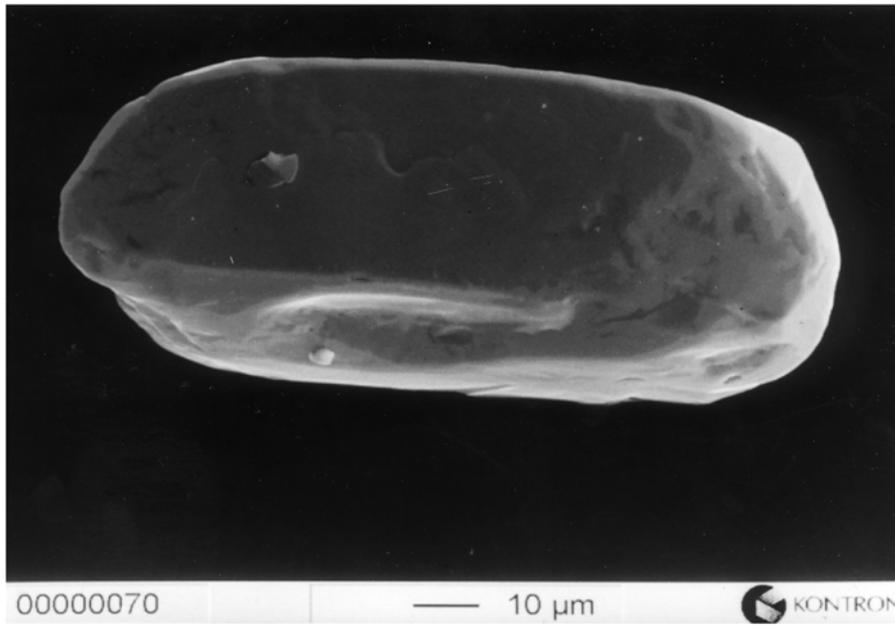
X500

39mm

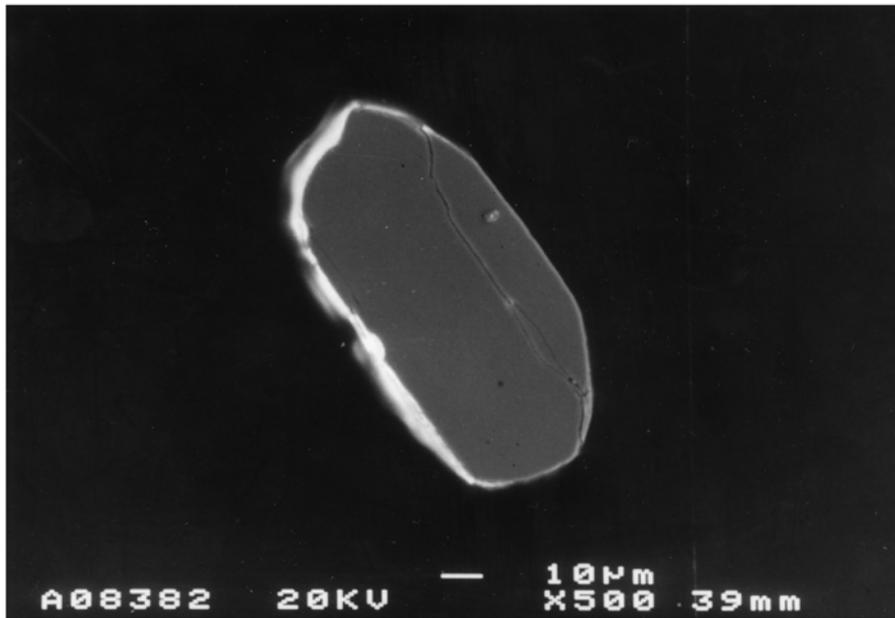
**Abbildung A1.23:** Zirkonkristall aus der gemessenen Zirkonfraktion S145/Z/UD/62-100  $\mu\text{m/l}$

(länglich-prismatischer Habitus, mit einem konzentrisch-oszillierend zonierte, diskordante Kern, z.T. buchtig begrenzt, der von einem ebenfalls konzentrisch-oszillierend zonierte Neukorn überwachsen wird, unvollständige randliche Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation])

SE-AUBENFORM



SE-INTERNAUFBAU

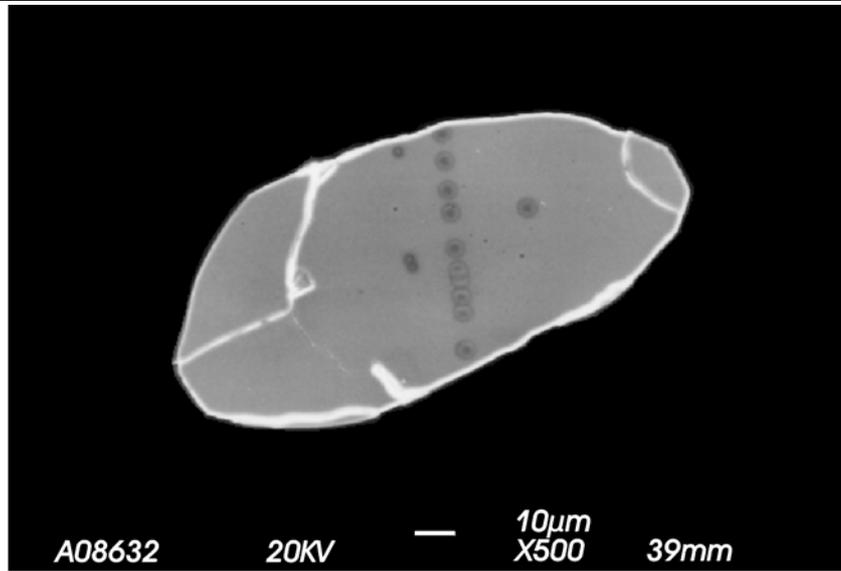


CL-INTERNSTRUKTUR

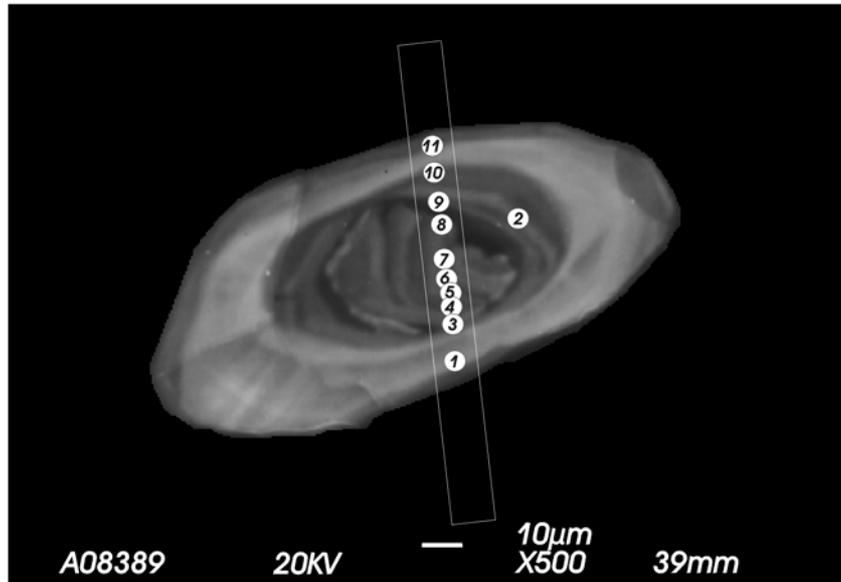


**Abbildung A1.24:** Zirkonkristall aus der gemessenen Zirkonfraktion S145/Z/UD/<62 µm/10 (länglich-prismatischer Habitus, mit einem Kern vollständig ohne Wachstumszonierung [Rekristallisation], der von einem Neukorn mit unvollständiger Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation] umgeben wird)

SE-AUßENFORM



CL-INTERNSTRUKTUR



MIKROSONDENPROFIL

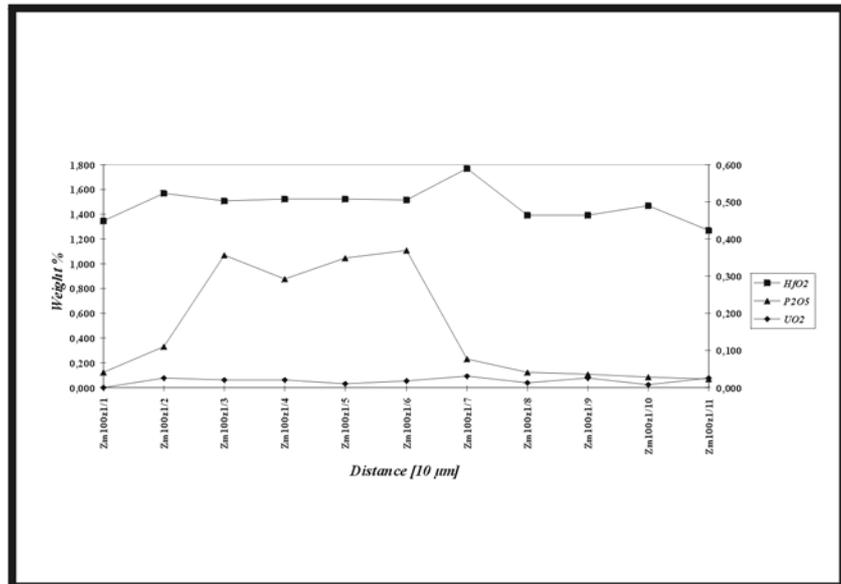
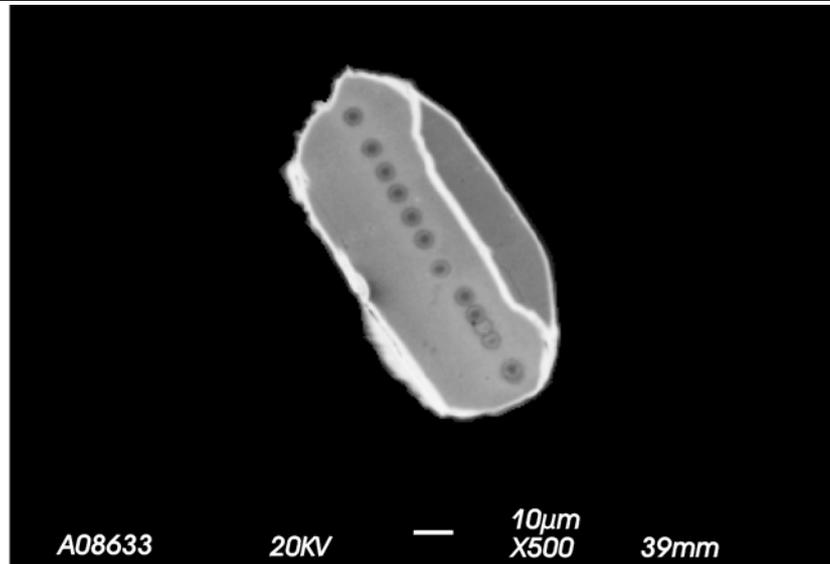
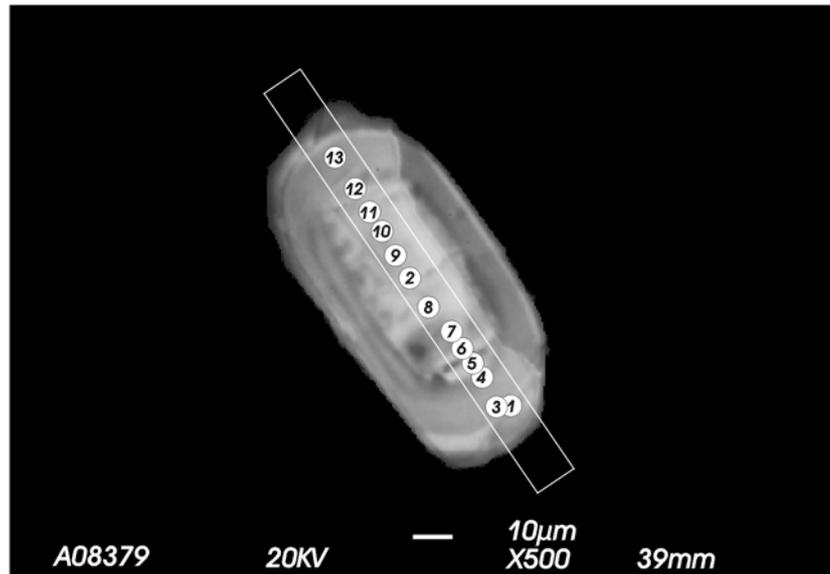


Abbildung A1.25: Mikrosondenprofil des Zirkonkristalls aus Abbildung A1.23 (HfO<sub>2</sub> linke Ordinatenkalierung, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> und UO<sub>2</sub> rechte Ordinatenkalierung)

SE-AUßENFORM



CL-INTERNSTRUKTUR



MIKROSONDENPROFIL

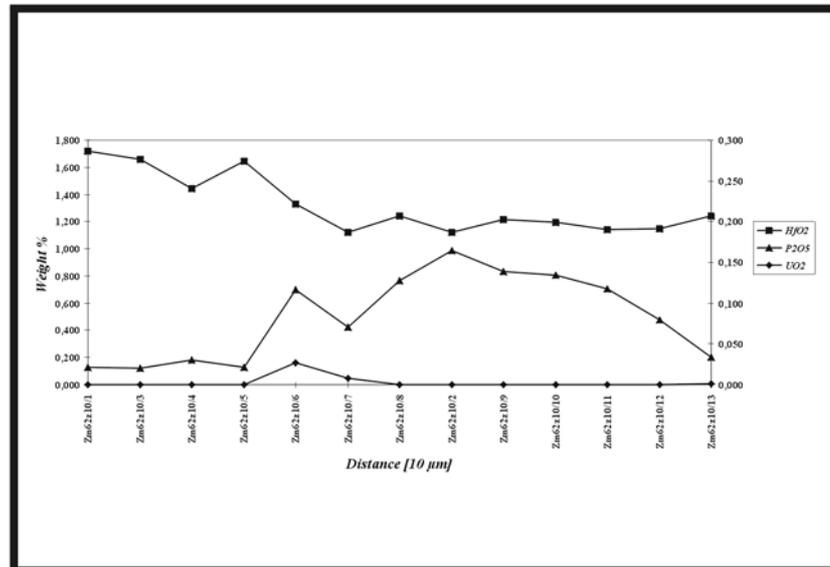
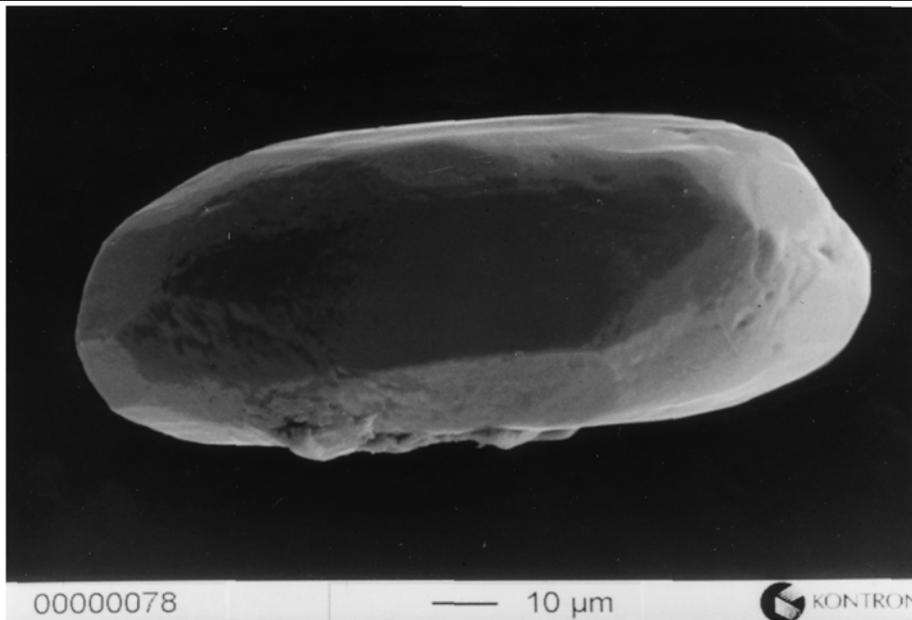
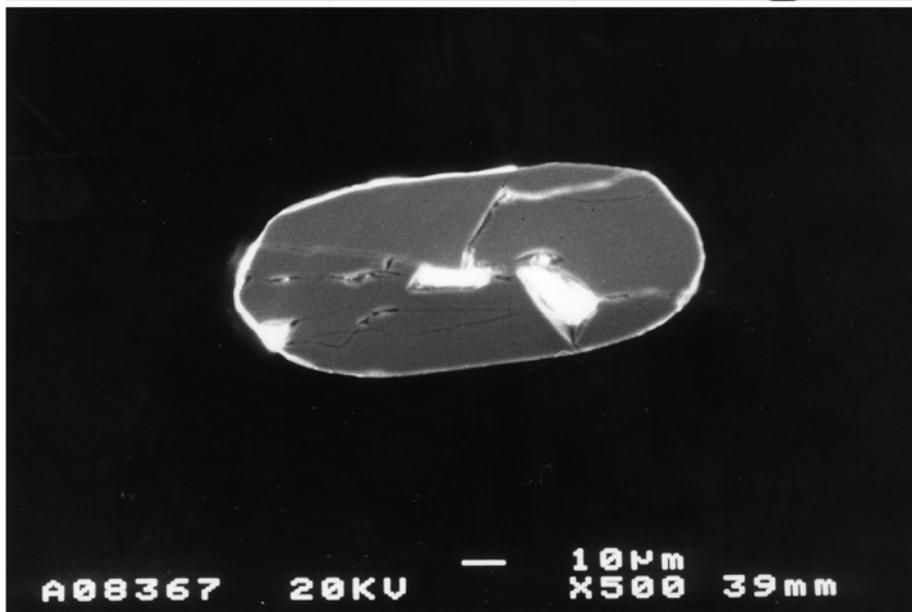


Abbildung A1.26: Mikrosondenprofil des Zirkonkristalls aus Abbildung A1.24 (HfO<sub>2</sub> linke Ordinatenkalierung, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> und UO<sub>2</sub> rechte Ordinatenkalierung)

SE-AUBENFORM



SE-INTERNAUFBAU



CL-INTERNSTRUKTUR

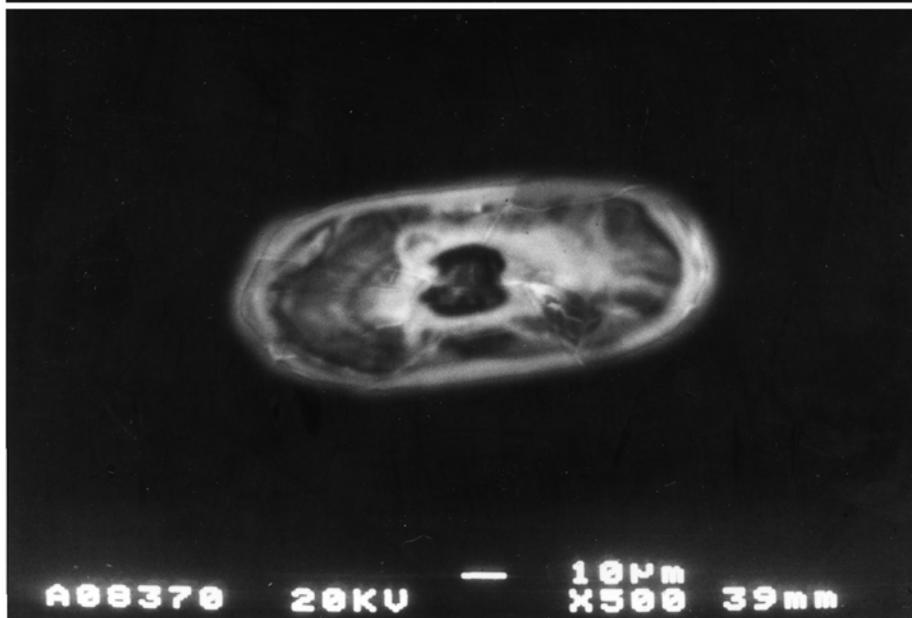
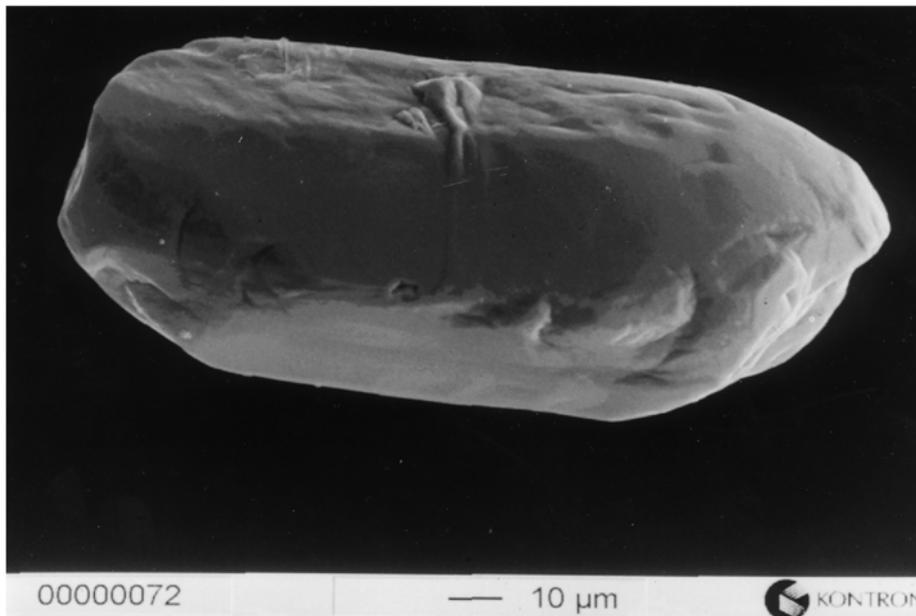
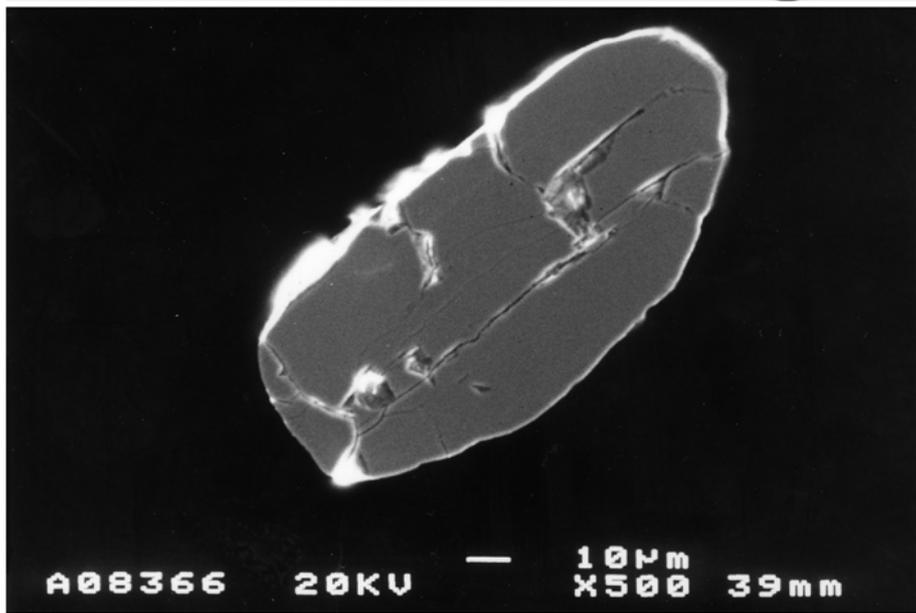


Abbildung A1.27: Zirkonkristall aus der gemessenen Zirkonfraktion S145/Z/UD/<62 µm/3 (länglich-prismatischer Habitus, mit unvollständiger Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation])

SE-AUBENFORM



SE-INTERNAUFBAU

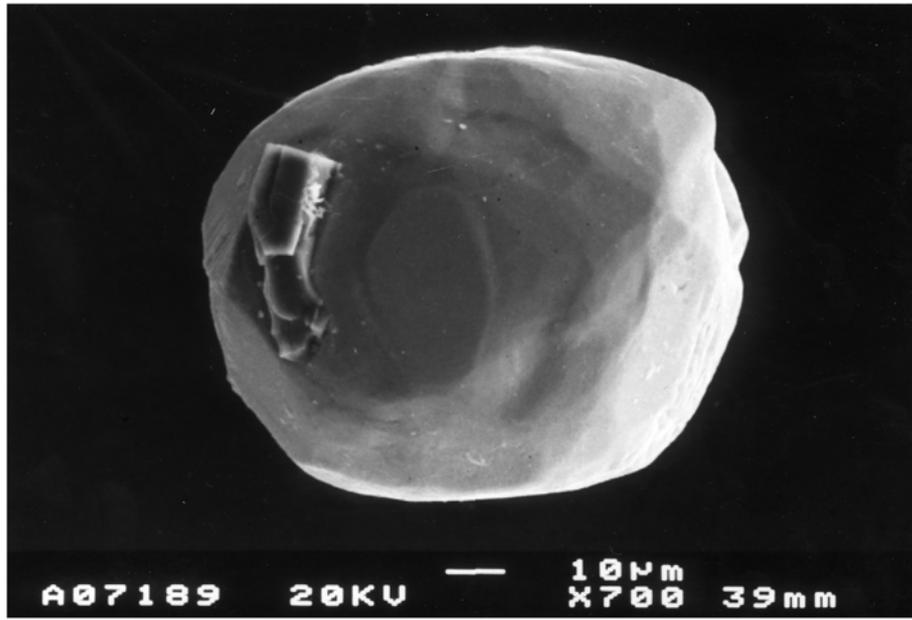


CL-INTERNSTRUKTUR

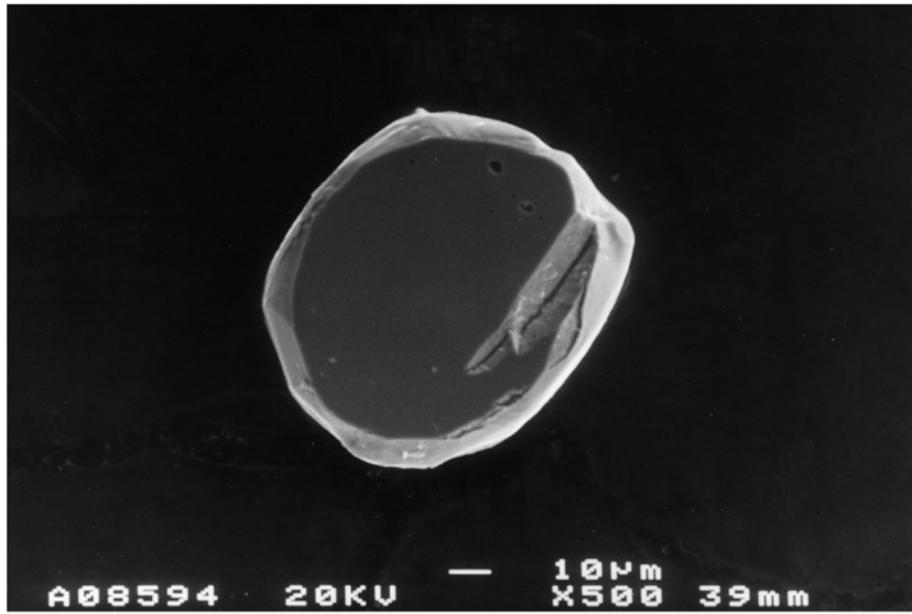


Abbildung A1.28: Zirkonkristall aus der gemessenen Zirkonfraktion S145/Z/UD/<62 µm/1 (länglich-prismatischer Habitus, mit vollständiger Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation])

SE-AUBENFORM



SE-INTERNAUFBAU



CL-INTERNSTRUKTUR

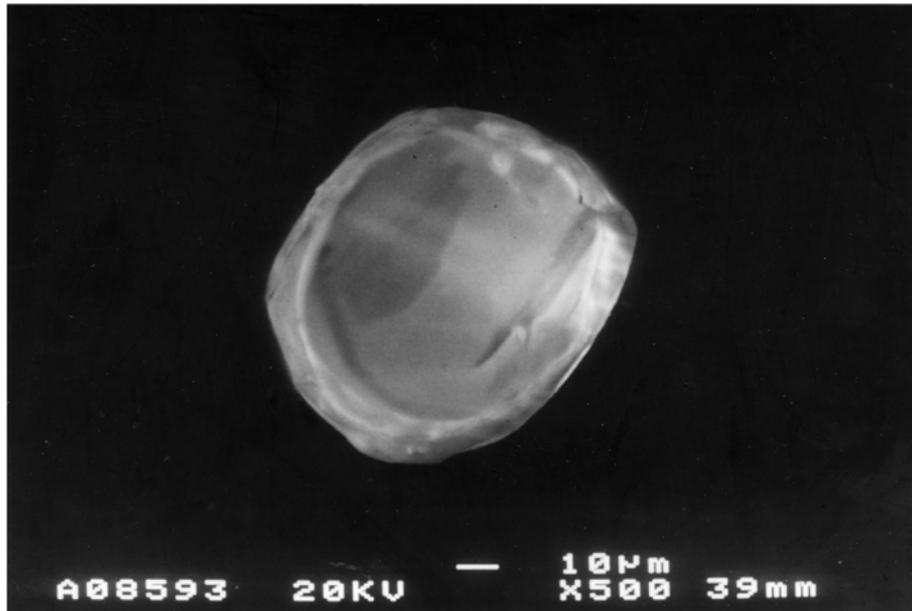
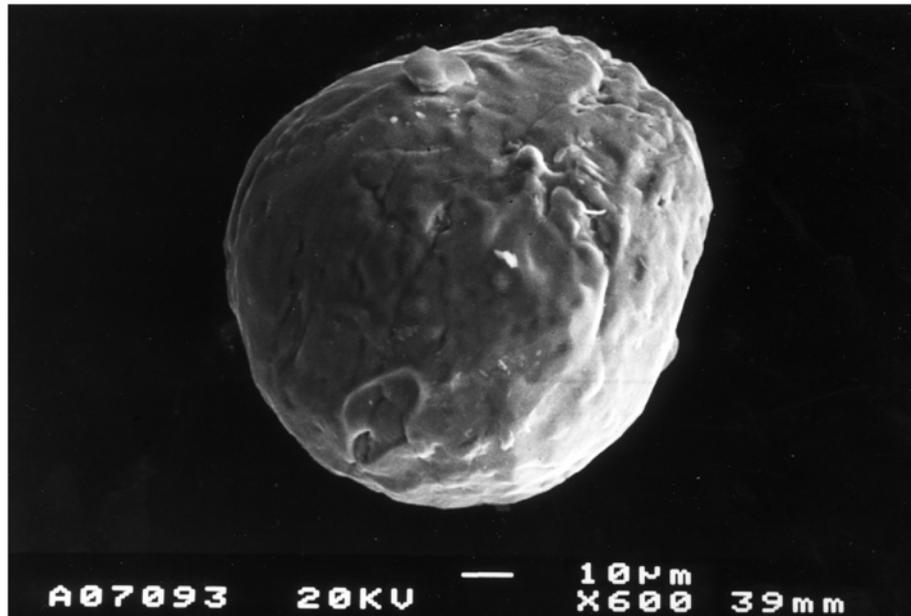
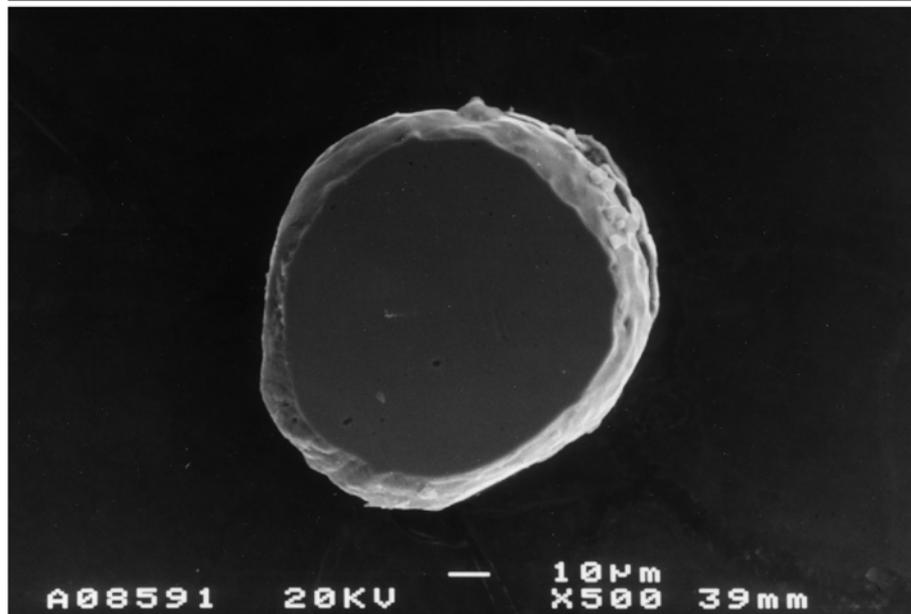


Abbildung A1.29: Rundlich-sphäroider Zirkonkristall S145/Z/R/KL/62-100 µm/3  
 (ohne sichtbaren Kern, mit unvollständiger Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation])

SE-AUBENFORM



SE-INTERNAUFBAU



CL-INTERNSTRUKTUR

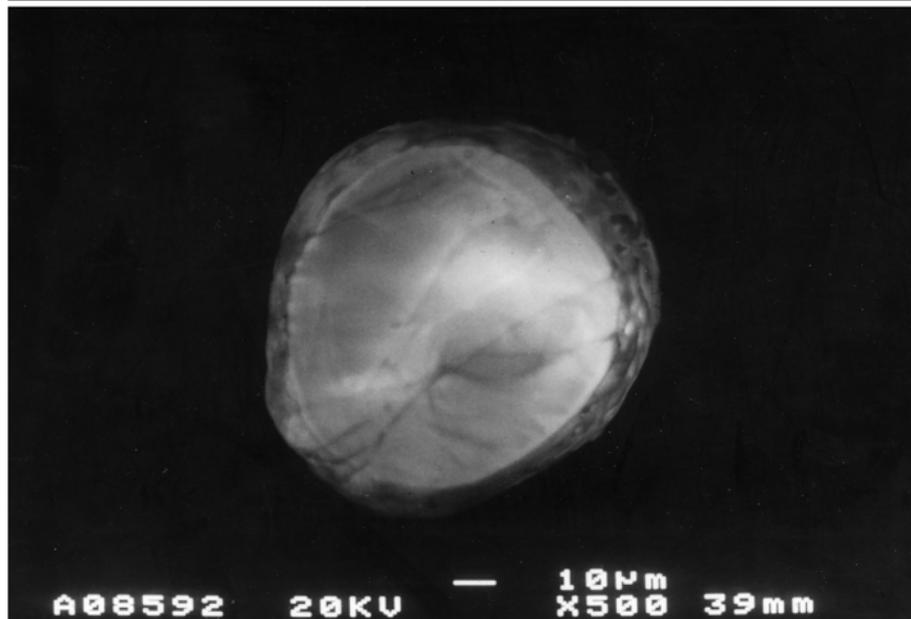
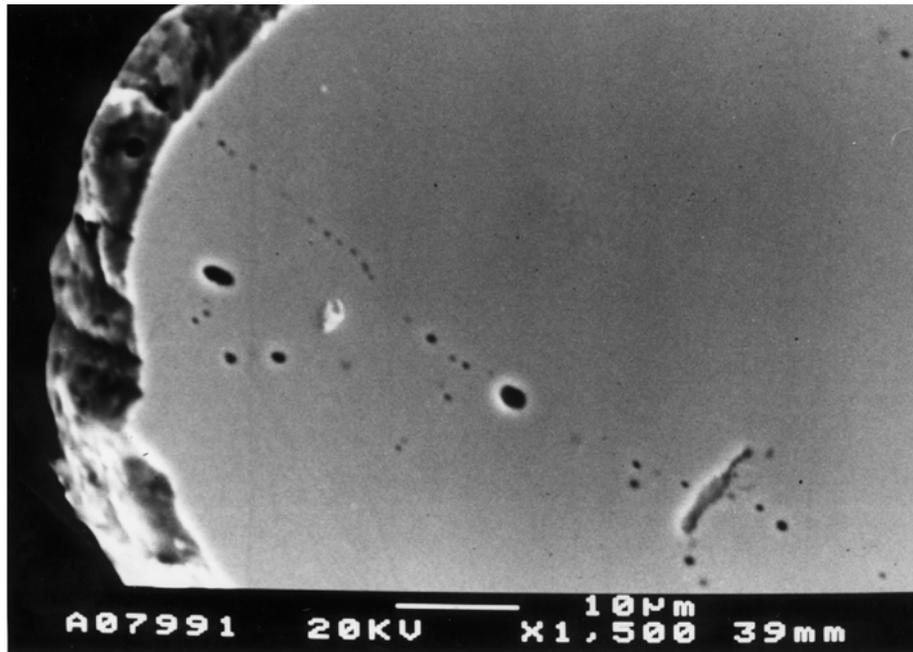


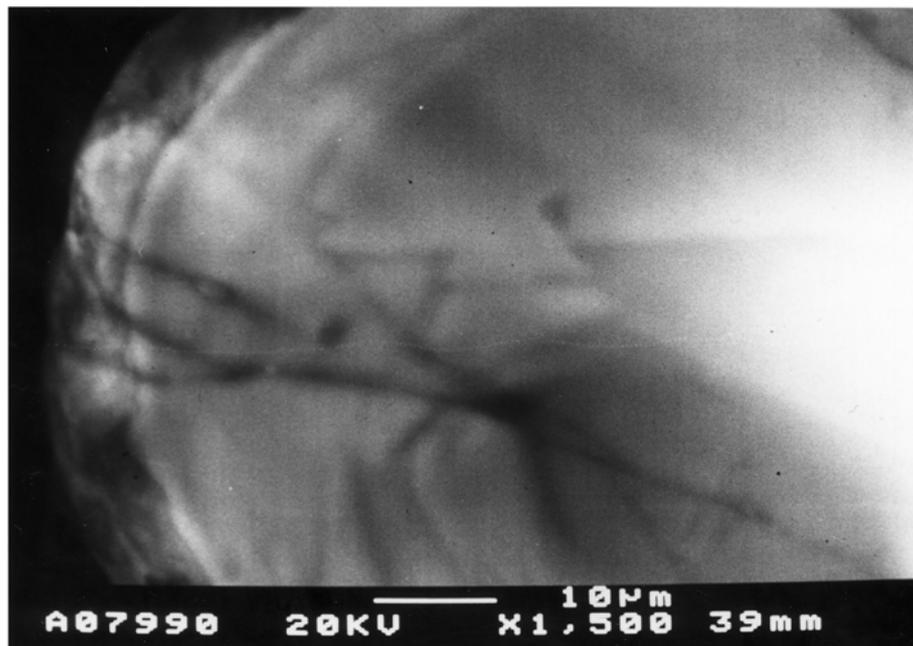
Abbildung A1.30: Rundlich-sphäroider Zirkonkristall S145/Z/R/KL/62-100 µm/2

(korrodierte Oberflächen, ohne sichtbaren Kern, mit vollständiger Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation] und Spuren von Korn-Fluid-Wechselwirkungen)

SE-INTERNAUFBAU



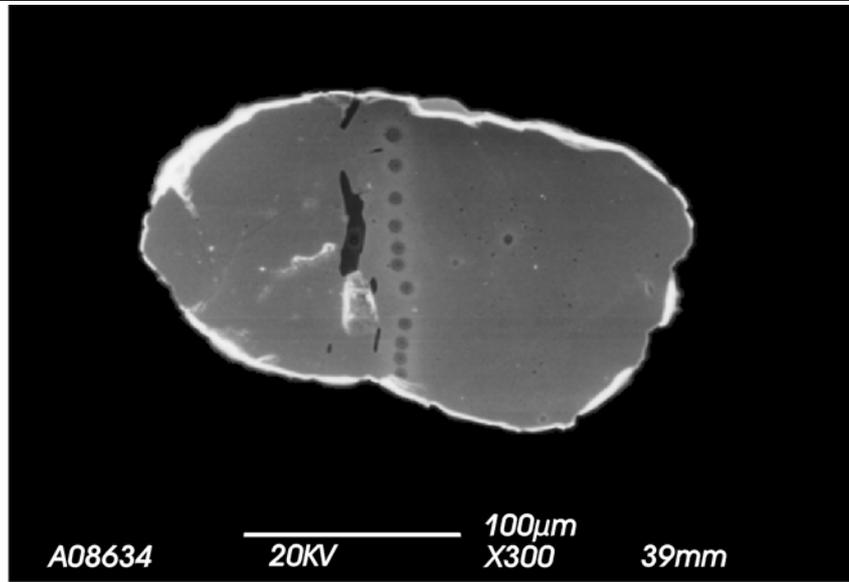
CL-INTERNSTRUKTUR



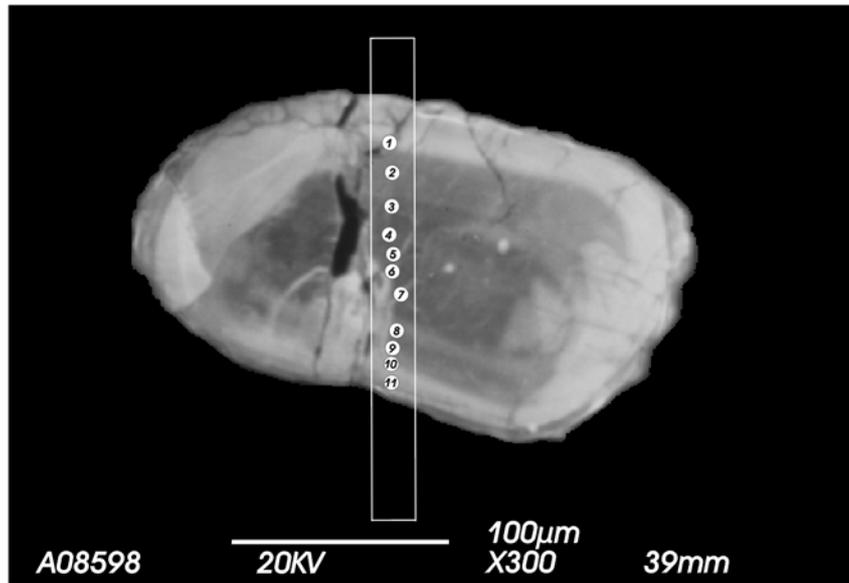
**Abbildung A1.31:** Detailaufnahme des Zirkonkristalls aus Abbildung A1.30

([linke untere Ecke] mit einer Spur von Gas-/Fluideinschlüssen [SE-intern], die mit schwach lumineszierenden Bahnen [CL-intern] korrelieren)

SE-AUBENFORM



CL-INTERNSTRUKTUR



MIKROSONDENPROFIL

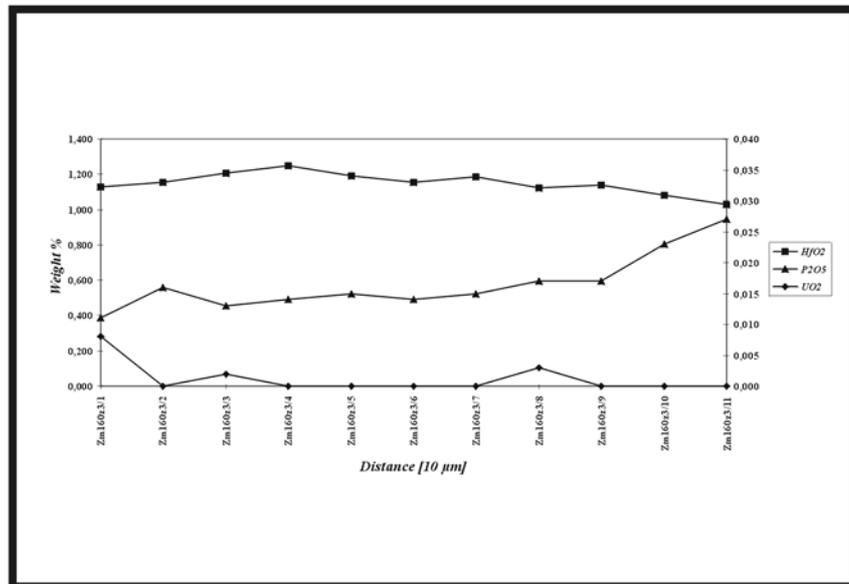
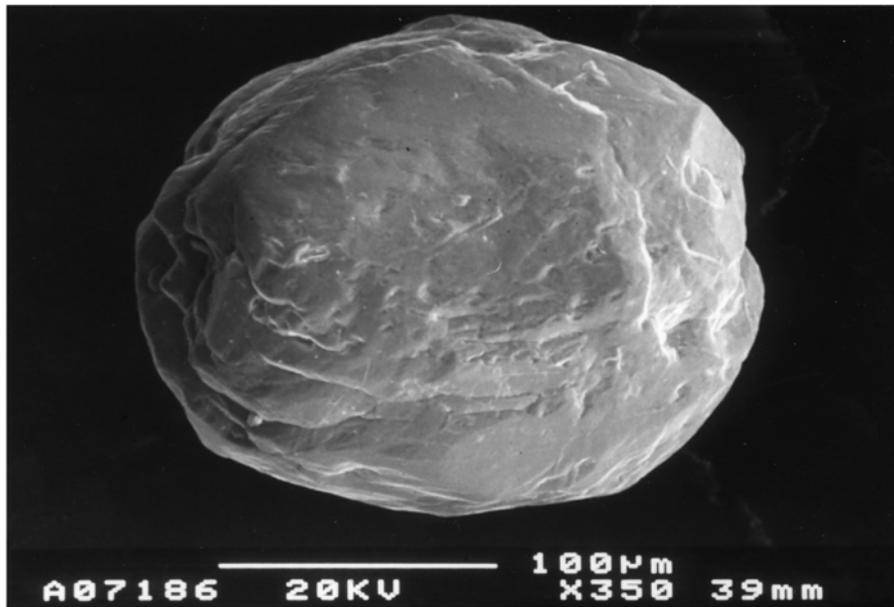
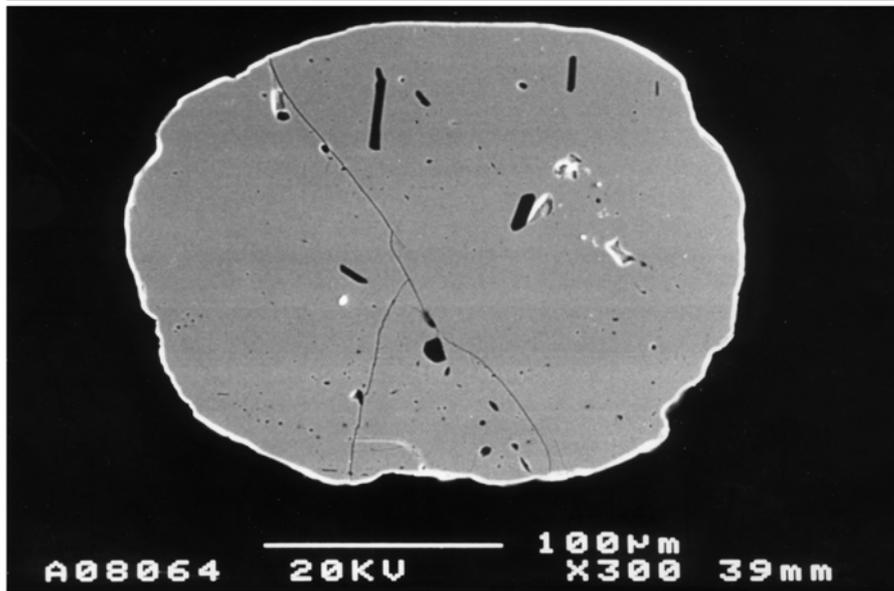


Abbildung A1.32: Mikrosondenprofil des Zirkonkristalls aus Abbildung A1.22 (HfO<sub>2</sub> linke Ordinatenkalierung, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> und UO<sub>2</sub> rechte Ordinatenkalierung)

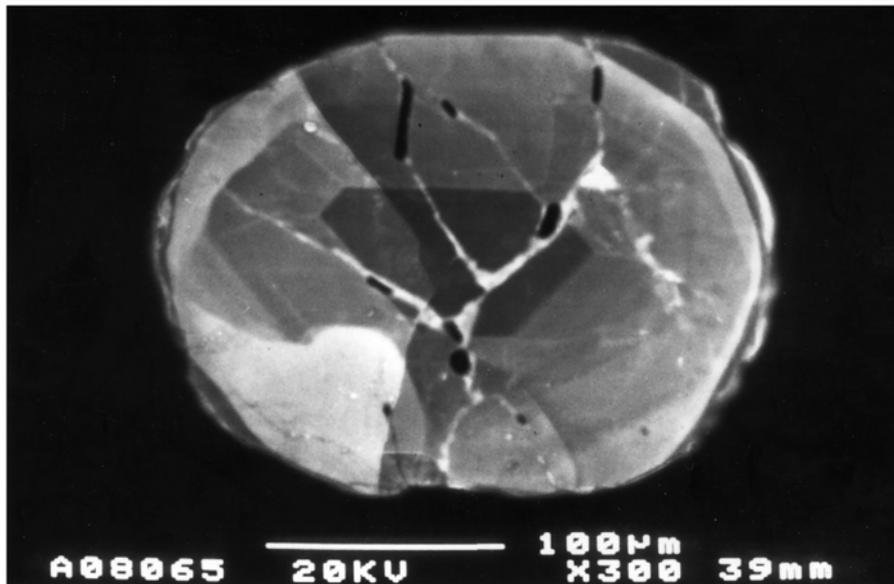
SE-AUBENFORM



SE-INTERNAUFBAU



CL-INTERNSTRUKTUR



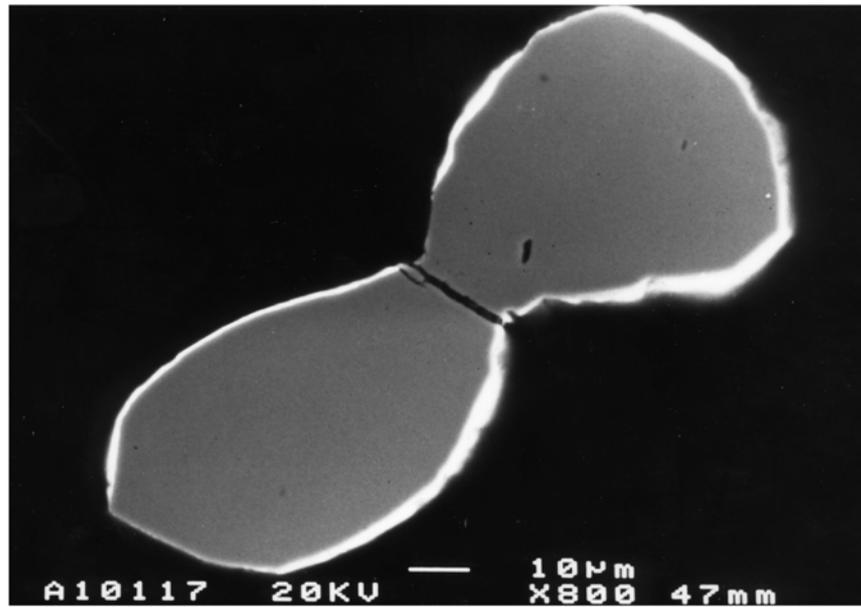
**Abbildung A1.33:** Kurzprismatischer Zirkonkristall S145/Z/KP/KL/>160 μm/3

(ohne sichtbaren Kern, mit partiell vollständiger, ansonsten unvollständiger Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation] und Feldspateinschlüssen auf intragranularen Rissen mit möglichem Zirkonueuwachstum oder alternativ Rekristallisationserscheinungen)

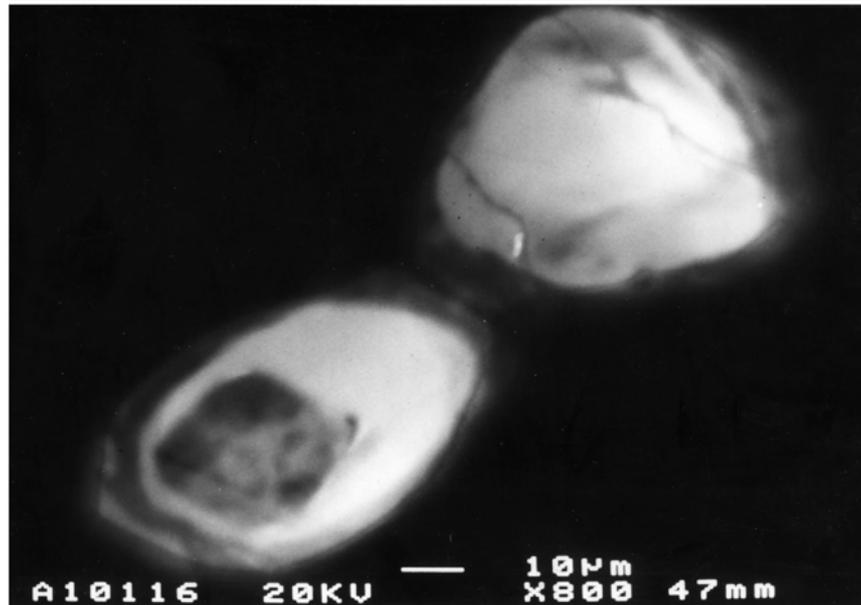
SE-AUBENFORM



SE-INTERNAUFBAU



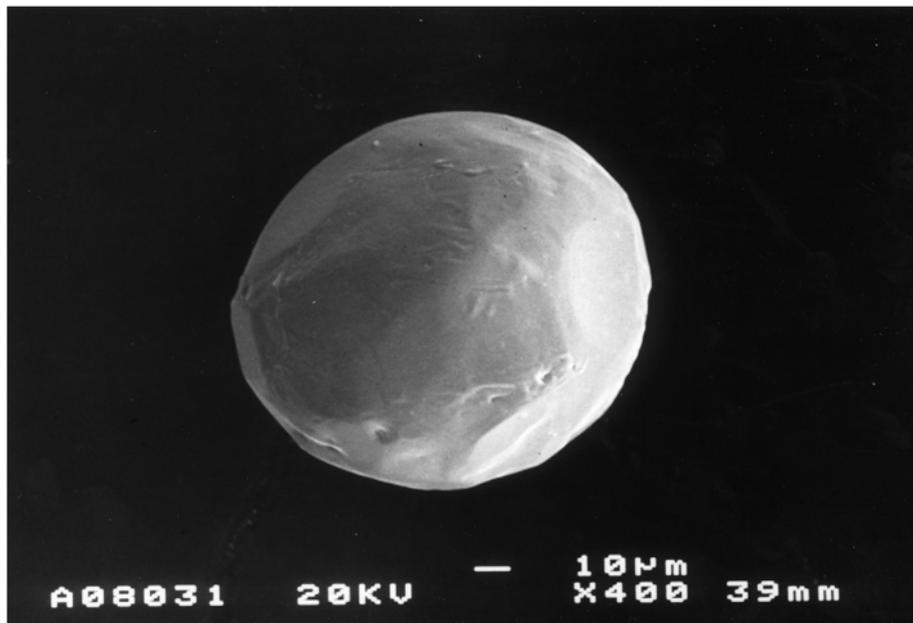
CL-INTERNSTRUKTUR



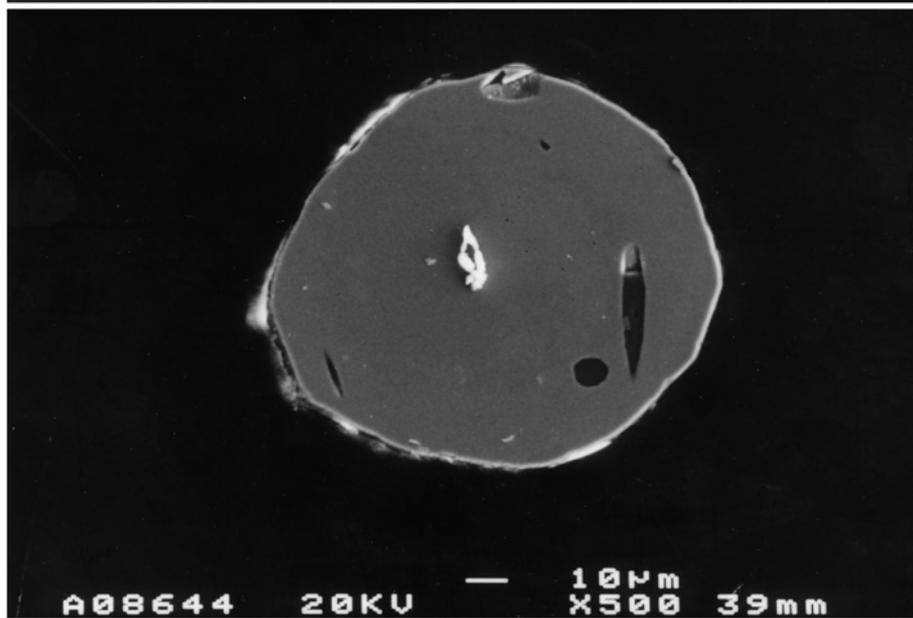
**Abbildung A1.34:** Kardioider Zirkonkristall aus dem Eklogit S145

(partiell korrodierte Oberflächen, ohne sichtbaren Kern, mit mineralischer Rißfüllung und Spuren von Korn-Fluid-Wechselwirkungen, mögliche Bildung von abgerundeten bis sphäroiden Bruchstücken mit unvollständiger Auslöschung der primären Wachstumszonierung [Rekristallisation] wahrscheinlich als Resultat von Korn-Fluid-Wechselwirkungen mit einem Zr-untersättigtem Fluid)

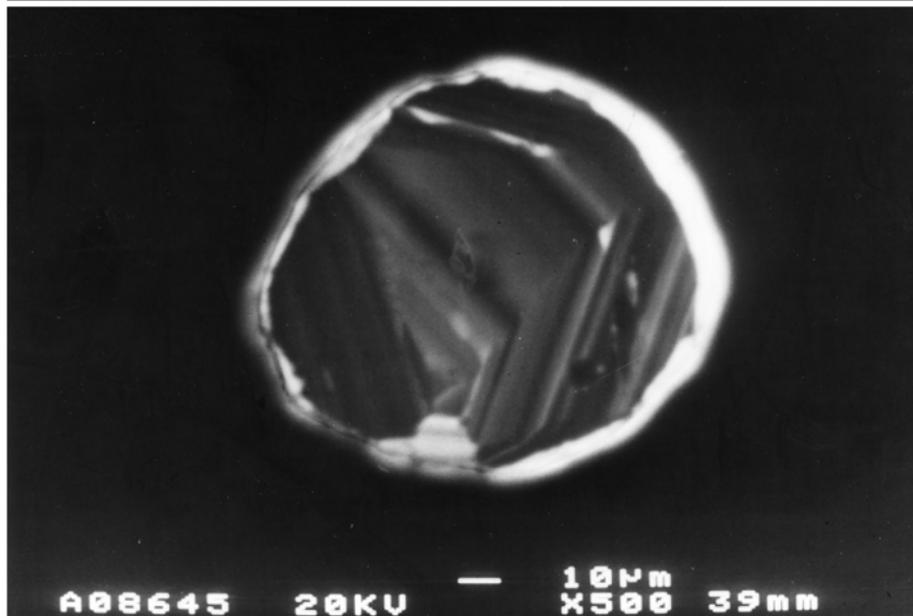
SE-AUßENFORM



SE-INTERNAUFBAU



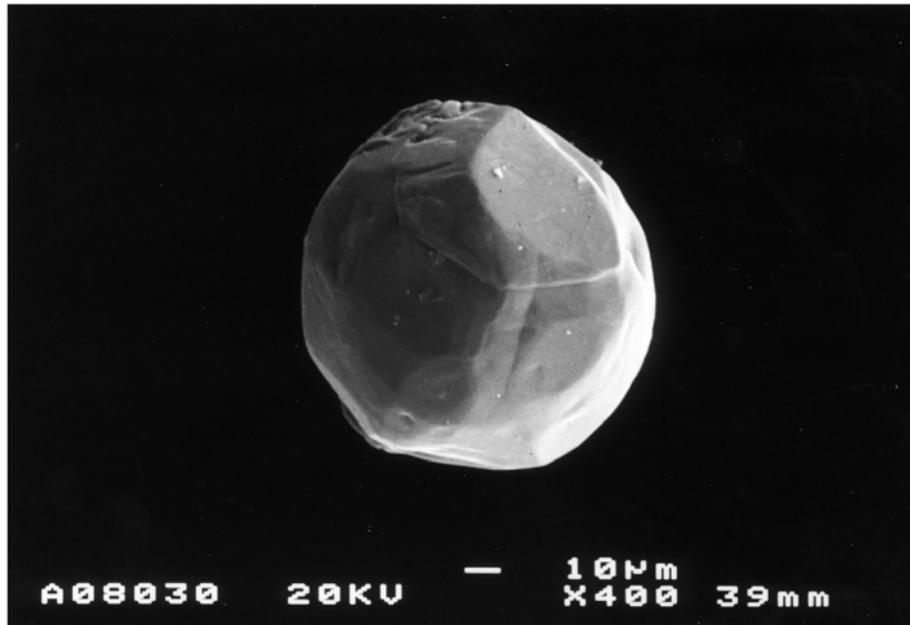
CL-INTERNSTRUKTUR



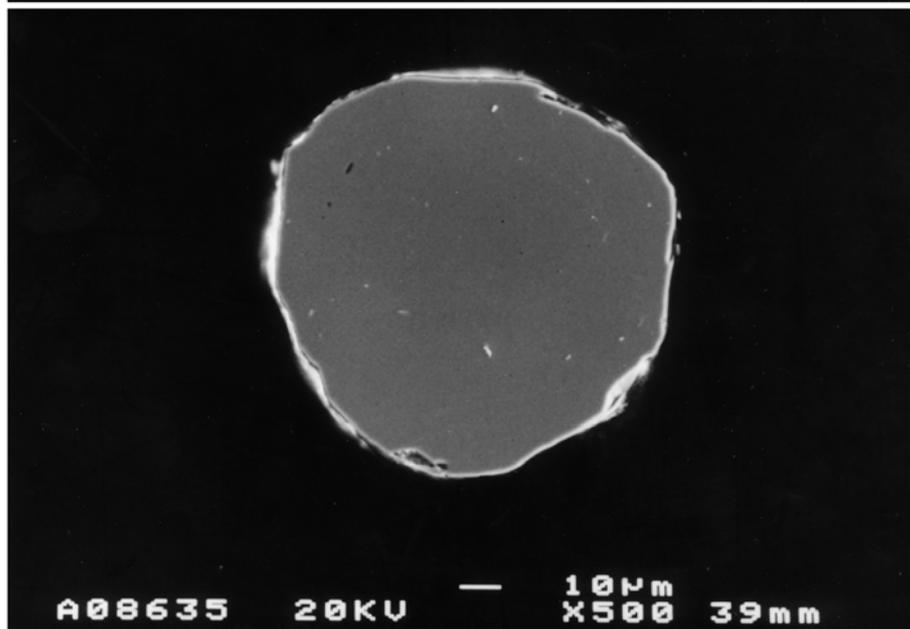
**Abbildung A1.35:** Rundlich-sphäroider Zirkonkristall S232/ZD/R/KL/90-160 µm/15

(ohne sichtbaren Kern, mit konzentrisch-oszillierender Wachstumszonierung und randlicher, vollständiger Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation], Mineraleinschlüsse von Apatit)

SE-AUBENFORM



SE-INTERNAUFBAU



CL-INTERNSTRUKTUR

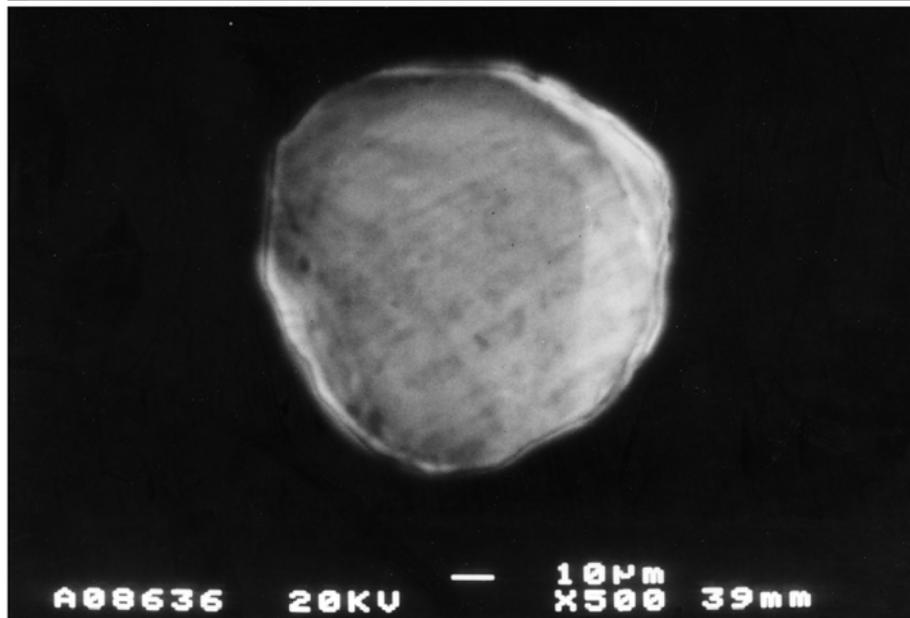
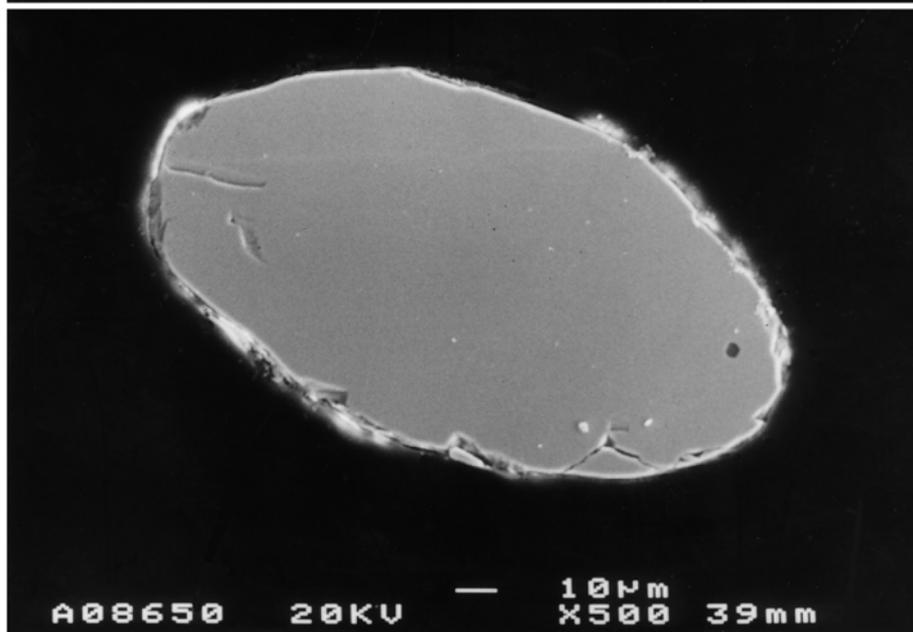


Abbildung A1.36: Rundlich-sphäroider Zirkonkristall S232/ZD/R/KL/90-160 µm/6  
(ohne sichtbaren Kern, mit starker bis vollständiger Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation])

SE-AUßENFORM



SE-INTERNAUFBAU



CL-INTERNSTRUKTUR

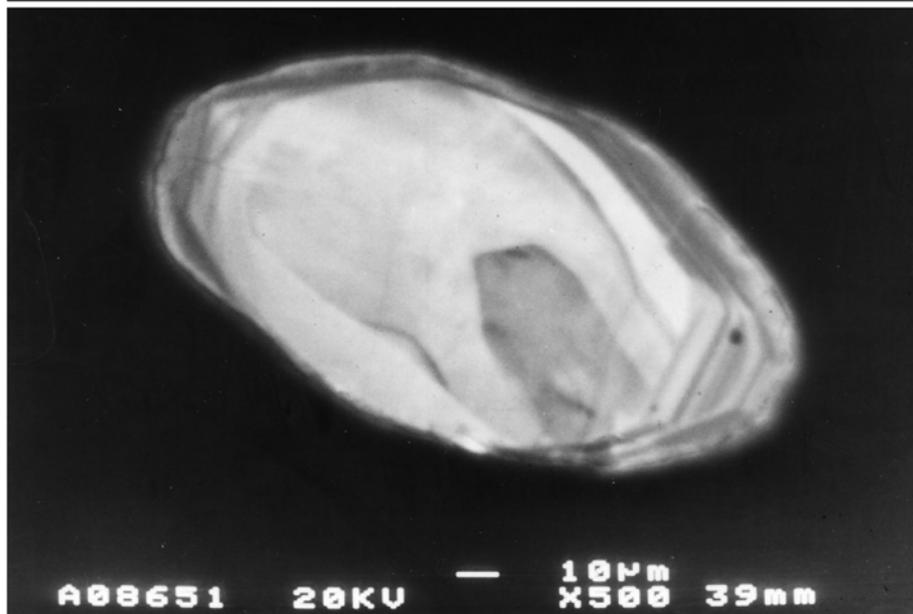
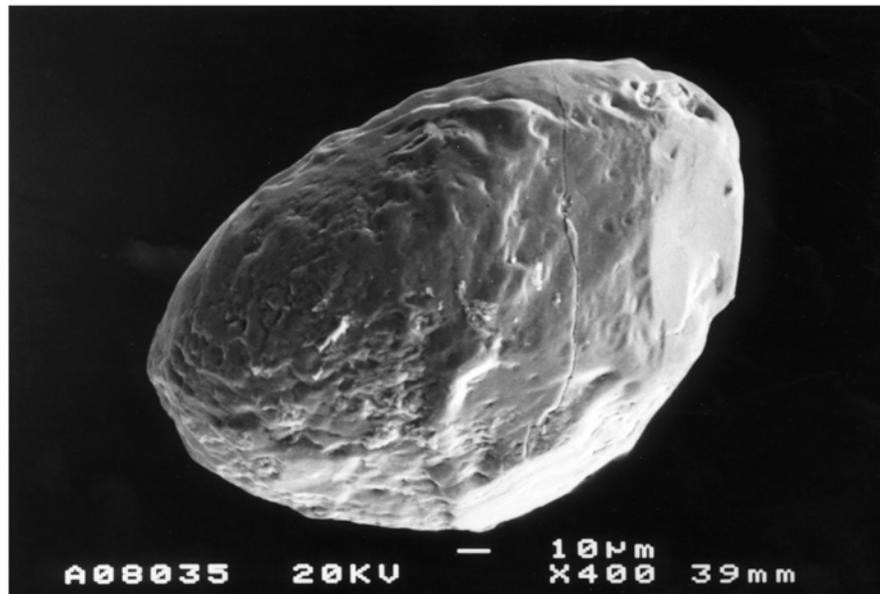
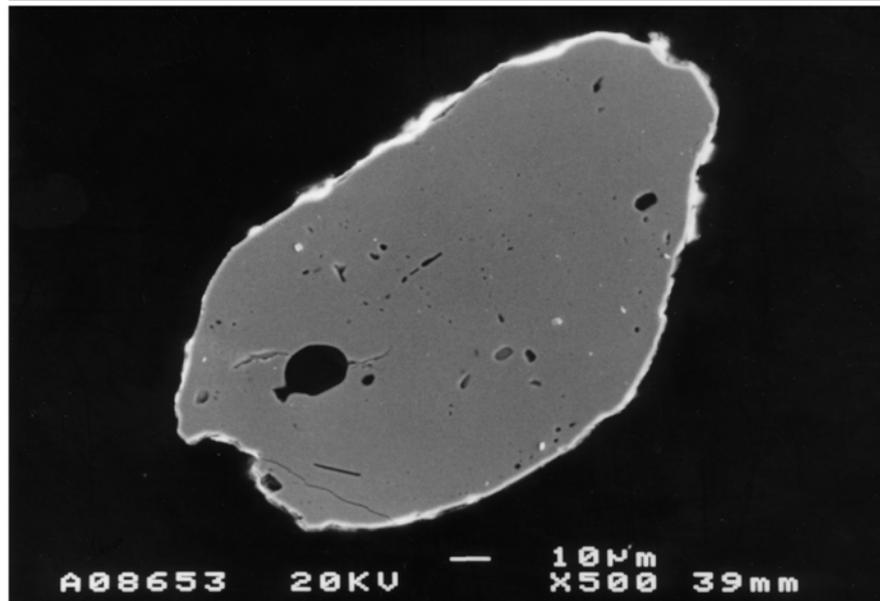


Abbildung A1.37: Kurzprismatischer Zirkonkristall S232/ZD/KP/KL/90-160 µm/10  
(ohne sichtbaren Kern, mit unvollständiger Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation])

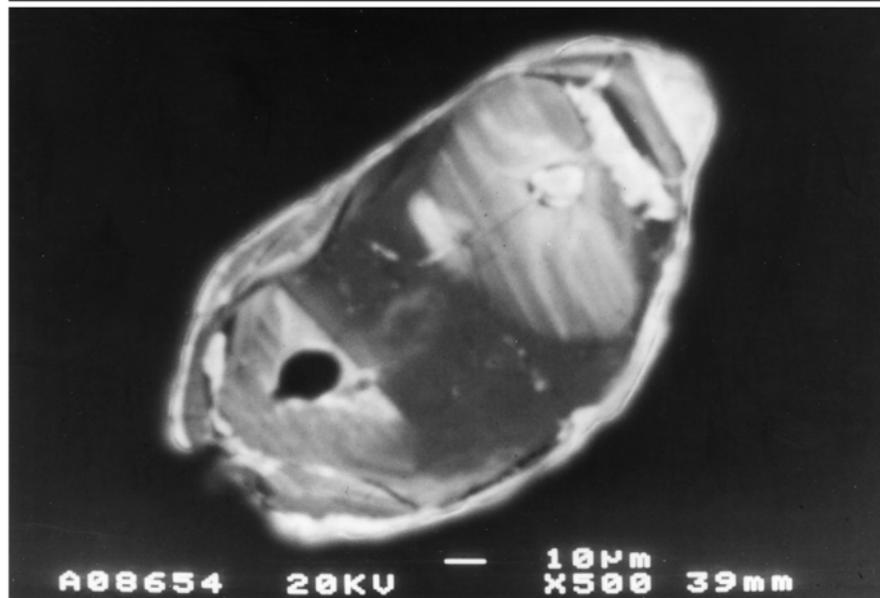
SE-AUßENFORM



SE-INTERNAUFBAU



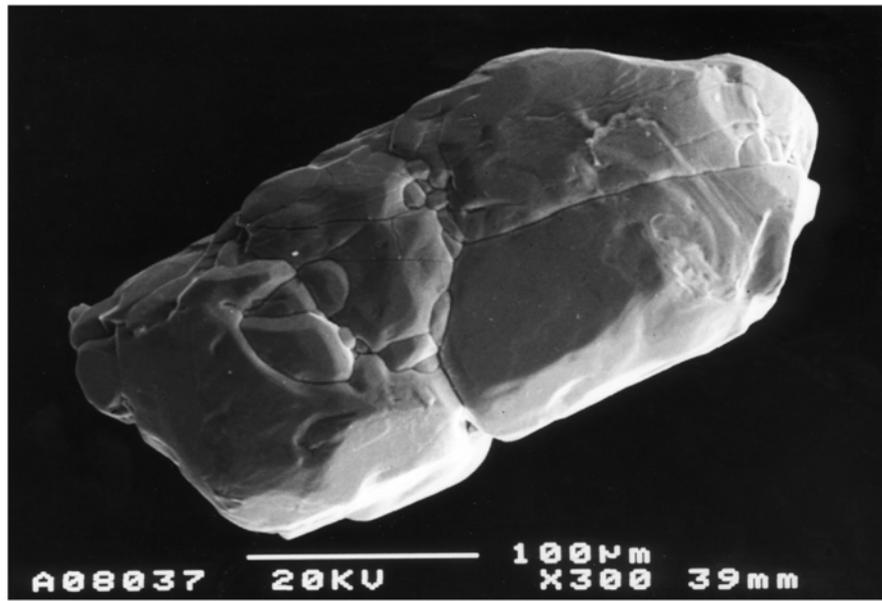
CL-INTERNSTRUKTUR



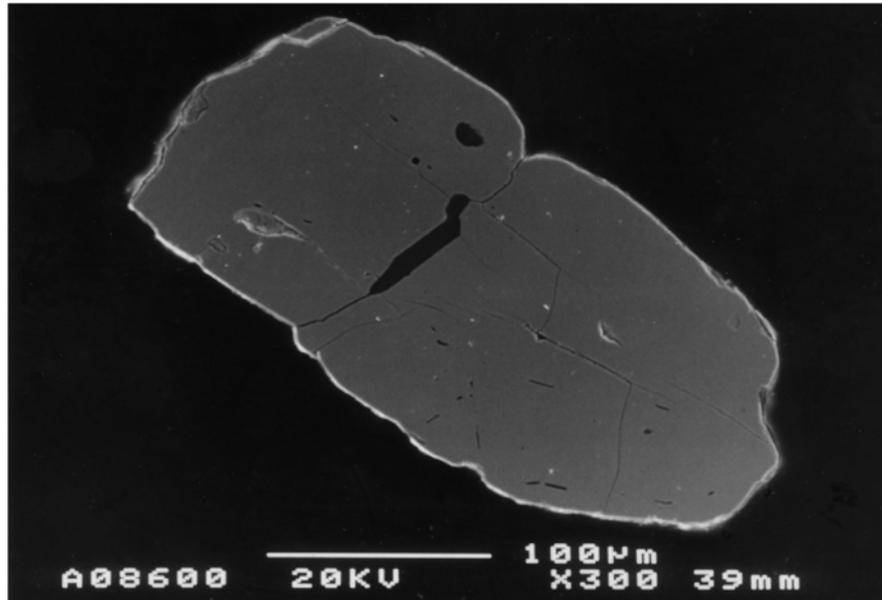
**Abbildung A1.38:** Korrodierter Zirkonkristall S232/ZD/T/90-160 µm/8

(ohne sichtbaren Kern, mit unvollständiger Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation] und Spuren von Korn-Fluid-Wechselwirkungen, großer Mineraleinschluß – Quarz, kleine Mineraleinschlüsse – Glimmer und K-Feldspat)

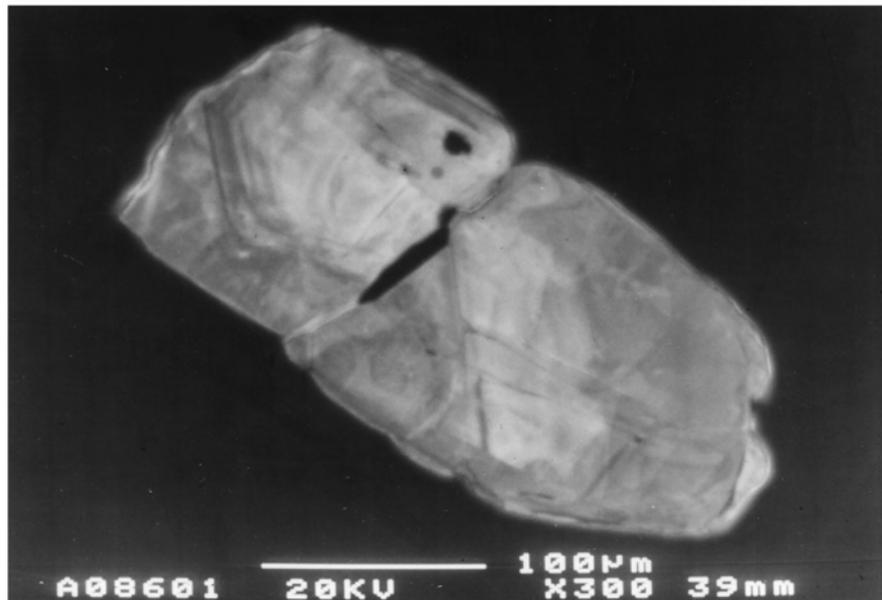
SE-AUßENFORM



SE-INTERNAUFBAU



CL-INTERNSTRUKTUR



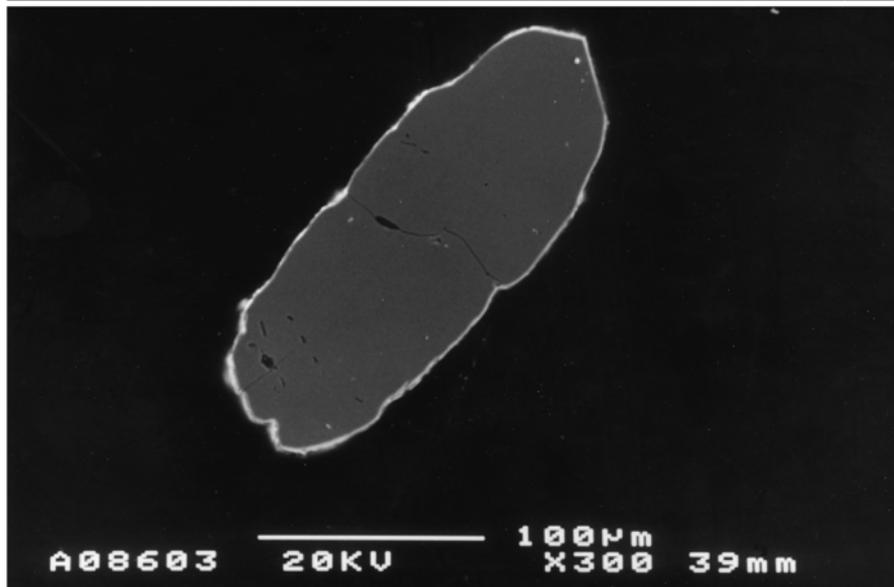
**Abbildung A1.39:** Aggregatförmiger Zirkonkristall S232/ZD/T/90-160  $\mu\text{m}/4$

(ohne sichtbaren Kern, mit unvollständiger Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation] und Mineraleinschlüssen auf "Rissen", großer Mineraleinschluß – Glimmer, kleine Mineraleinschlüsse – Glimmer und Quarz, z.T. auch mit Gas-/Fluideinschlüssen entlang der "Risse")

SE-AUBENFORM



SE-INTERNAUFBAU



CL-INTERNSTRUKTUR



**Abbildung A1.40:** Aggregatförmiger Zirkonkristall S232/ZD/LP/KL/90-160 µm/4

(ohne sichtbaren Kern, mit unvollständiger Auslöschung der primären Internstrukturen [Rekristallisation] und Mineraleinschlüssen auf "Rissen", großer Mineraleinschluß – Glimmer, kleine Mineraleinschlüsse – Quarz, z.T. auch mit Gas-/Fluideinschlüssen entlang der "Risse")

## **Anhang 2: Daten**

### ***A2.1. Geochemische Daten***

### ***A2.2. Mineralchemische Daten***

### ***A2.3. Isotopenanalytische Daten***

**A2.1. Geochemische Daten****Tabelle A2.1.1: RFA-Daten (Haupt- und Spurenelemente der Mabujina- und Inselbogengesteine)**

Probe	F 005	F 007	F 009	F 010	F 011	F 012	F 013	F 014	F 015	F 019	S 141	S 157	S 204	G 2057	G 2061	NWG
<i>SiO<sub>2</sub></i>	74,15	75,30	75,87	74,86	73,61	72,79	73,33	73,62	72,13	70,37	70,80	74,57	68,92	79,55	73,56	<b>0,50</b>
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0,02	0,02	0,05	0,03	0,06	0,06	0,04	0,06	0,07	0,47	0,02	0,03	0,08	0,02	0,00	<b>0,01</b>
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	14,76	14,05	14,79	15,43	14,93	16,52	16,06	15,91	15,34	14,39	17,53	13,94	20,90	11,86	14,33	<b>0,01</b>
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup></i>	0,45	0,38	0,57	0,31	0,77	0,76	0,51	0,69	0,68	3,87	0,22	0,48	0,56	0,59	0,17	<b>0,01</b>
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0,31	0,20	0,19	0,22	0,49	0,27	0,37	0,40	0,34	1,61	0,14	0,29	0,46	0,39	0,09	-
<i>FeO</i>	0,13	0,16	0,34	0,08	0,25	0,44	0,13	0,26	0,31	2,03	0,07	0,17	0,09	0,18	0,07	-
<i>MnO</i>	0,03	0,04	0,02	0,01	0,02	0,05	0,02	0,06	0,01	0,08	0,01	0,14	0,00	0,06	0,07	<b>0,01</b>
<i>MgO</i>	0,17	0,01	0,12	0,07	0,23	0,15	0,04	0,11	0,23	1,15	0,03	0,15	0,43	0,08	0,01	<b>0,30</b>
<i>CaO</i>	0,72	0,86	2,20	2,04	1,82	2,20	2,53	2,40	2,45	4,12	1,56	0,80	0,07	0,27	0,14	<b>0,10</b>
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	4,20	4,92	5,80	5,71	5,89	6,30	6,17	5,28	5,28	3,85	6,09	4,13	2,20	2,06	2,85	<b>0,40</b>
<i>K<sub>2</sub>O</i>	5,47	3,72	0,33	0,72	0,75	0,65	0,39	1,26	1,33	0,71	2,02	3,99	3,34	4,67	7,64	<b>0,02</b>
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	<b>0,02</b>
<i>H<sub>2</sub>O<sup>+</sup></i>	0,29	0,29	0,52	0,67	0,84	0,83	0,54	0,85	0,89	0,80	0,44	0,76	2,95	0,67	0,31	-
<i>H<sub>2</sub>O<sup>-</sup></i>	0,45	0,21	0,06	0,54	0,66	0,28	0,02	0,58	0,76	0,03	0,11	0,03	0,34	0,09	0,07	-
<i>CO<sub>2</sub></i>	0,02	0,04	0,10	0,03	0,07	0,08	0,20	0,03	0,04	0,12	0,08	0,07	0,03	0,06	0,04	-
<b>Total</b>	100,73	99,84	100,39	100,41	99,64	100,62	99,84	100,84	99,20	99,78	98,90	99,08	99,81	99,96	99,20	
<i>Sc</i>	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	<b>15</b>
<i>Ce</i>	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	24	< 20	< 20	< 20	21	< 20	33	< 20	< 20	< 20	<b>20</b>
<i>V</i>	< 10	< 10	< 10	< 10	11	< 10	< 10	< 10	< 10	72	12	< 10	36	< 10	< 10	<b>10</b>
<i>Co</i>	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	38	< 10	16	< 10	<b>10</b>
<i>Ni</i>	17	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	12	<b>10</b>
<i>Cu</i>	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	<b>20</b>
<i>Zn</i>	< 10	10	10	< 10	13	20	< 10	23	< 10	16	< 10	15	12	< 10	10	<b>10</b>
<i>Th</i>	6	5	< 5	< 5	11	< 5	7	11	5	< 5	7	< 5	15	19	11	<b>5</b>
<i>Ga</i>	15	14	12	11	16	15	14	15	13	12	9	16	17	26	15	<b>3</b>
<i>U</i>	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	<b>3</b>
<i>Y</i>	11	10	< 5	12	27	< 5	< 5	21	12	18	< 5	18	7	< 5	< 5	<b>5</b>
<i>Zr</i>	< 20	35	62	< 20	< 20	54	49	29	20	141	59	23	< 20	53	< 20	<b>20</b>
<i>Cr</i>	48	< 30	59	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	< 30	<b>30</b>
<i>Nb</i>	10	5	< 3	4	3	< 3	3	5	5	5	4	11	< 3	17	4	<b>3</b>
<i>Pb</i>	18	16	< 10	44	10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	16	< 10	< 10	< 10	30	<b>10</b>
<i>Rb</i>	74	67	< 10	15	18	12	10	21	25	11	30	73	50	101	190	<b>10</b>
<i>Sr</i>	103	55	451	698	371	421	464	494	715	227	633	118	386	23	33	<b>15</b>
<i>Ba</i>	368	121	153	4264	309	257	246	367	424	117	10930	557	2201	120	274	<b>50</b>

**Anmerkungen:** NWG steht für Nachweisgrenze. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup> geht nicht in die Summenberechnung ein. FeO wurde potentiometrisch (modifizierte Methode nach Ungethüm, 1965) bestimmt. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wurde über die Gleichung (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup> - FeO) \* 1,1113) errechnet. Proben analysiert in Bochum 1997-99.

Tabelle A2.1.2: RFA-Daten (Haupt- und Spurenelemente der Hochdruckgesteine)

Probe	F 001	F 002	F 003	S 145	S 150	S 153	G 2043	G 2050	G 2052	S 232	NWG
<i>SiO<sub>2</sub></i>	51,66	51,70	50,90	47,83	47,44	48,81	44,70	47,86	52,30	53,51	<b>0,50</b>
<i>TiO<sub>2</sub></i>	1,99	1,96	1,57	1,60	1,90	0,22	2,31	1,30	1,01	1,06	<b>0,01</b>
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	15,87	16,90	15,58	14,04	15,88	20,15	14,69	19,50	13,97	16,14	<b>0,01</b>
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup></i>	10,70	9,93	9,94	13,32	8,99	5,19	14,02	10,46	8,99	8,79	<b>0,01</b>
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	5,79	4,58	2,04	3,12	2,39	1,38	3,68	3,21	2,09	4,62	-
<i>FeO</i>	4,42	4,81	7,11	9,18	5,94	3,43	9,30	6,52	6,21	3,75	-
<i>MnO</i>	0,19	0,17	0,14	0,17	0,16	0,11	0,17	0,17	0,13	0,10	<b>0,01</b>
<i>MgO</i>	3,09	4,02	7,49	8,32	4,29	5,60	8,90	5,31	7,73	3,34	<b>0,30</b>
<i>CaO</i>	13,28	10,37	10,37	8,47	13,04	11,85	10,79	8,92	9,81	6,22	<b>0,10</b>
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	3,12	4,77	3,10	3,01	4,13	4,68	1,62	3,90	3,41	5,28	<b>0,40</b>
<i>K<sub>2</sub>O</i>	0,16	0,39	0,01	0,45	0,24	0,21	0,67	0,58	0,22	3,32	<b>0,02</b>
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,29	0,29	0,15	0,15	0,27	0,00	0,33	0,42	0,14	0,06	<b>0,02</b>
<i>H<sub>2</sub>O<sup>+</sup></i>	0,97	1,20	2,00	2,90	1,16	1,91	1,64	2,12	1,68	1,93	-
<i>H<sub>2</sub>O<sup>-</sup></i>	0,04	0,14	0,07	0,21	0,05	0,14	0,15	0,07	0,04	0,39	-
<i>CO<sub>2</sub></i>	0,04	0,09	0,05	0,48	3,75	1,67	0,10	0,06	1,59	0,72	-
<b>Total</b>	100,91	101,39	100,58	99,93	100,64	100,16	99,05	99,94	100,33	100,44	
<i>Sc</i>	48	43	39	37	32	14	33	26	27	22	<b>15</b>
<i>Ce</i>	24	< 20	< 20	< 20	21	< 20	21	< 20	< 20	< 20	<b>20</b>
<i>V</i>	264	251	271	303	243	61	291	237	187	162	<b>10</b>
<i>Co</i>	< 10	13	16	49	48	49	99	62	52	< 10	<b>10</b>
<i>Ni</i>	91	93	100	74	123	149	176	21	109	< 10	<b>10</b>
<i>Cu</i>	< 20	< 20	23	< 20	< 20	20	28	< 20	< 20	< 20	<b>20</b>
<i>Zn</i>	64	72	72	70	78	32	71	67	60	81	<b>10</b>
<i>Th</i>	18	18	15	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	10	<b>5</b>
<i>Ga</i>	18	16	15	13	15	16	20	21	13	19	<b>3</b>
<i>U</i>	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	<b>3</b>
<i>Y</i>	41	39	42	43	38	15	31	22	24	46	<b>5</b>
<i>Zr</i>	167	174	104	76	168	48	111	33	52	122	<b>20</b>
<i>Cr</i>	206	252	291	280	252	119	365	60	198	< 30	<b>30</b>
<i>Nb</i>	19	17	11	9	17	7	9	9	8	17	<b>3</b>
<i>Pb</i>	63	233	< 10	< 10	< 10	14	< 10	< 10	< 10	< 10	<b>10</b>
<i>Rb</i>	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	11	10	< 10	107	<b>10</b>
<i>Sr</i>	415	155	185	206	132	366	284	666	117	126	<b>15</b>
<i>Ba</i>	< 50	< 50	< 50	79	< 50	< 50	110	207	< 50	737	<b>50</b>

**Anmerkungen:** NWG steht für Nachweisgrenze. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup> geht nicht in die Summenberechnung ein. FeO wurde potentiometrisch (modifizierte Methode nach Ungethüm, 1965) bestimmt. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> wurde über die Gleichung (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup> - FeO \* 1,1113) errechnet. Proben analysiert in Bochum 1997-99.

Tabelle A2.1.3: ICP-(AES)-Daten (Hauptelemente)

Einheit Gestein Probe	Hochdruckgesteine/ Gavilanes Einheit										Inselbogenmag./ Mabujina Einheit						Kret. Inselbogen			NWG
	Eklogitfazielle Gesteine (Eklogite)										BSCH	GRDT	Pegmatitische Gesteine				BHG	BTG	DT	
	F001	F001/W	F002	F003	S145	S150	S153	G2043	G2050	G2052	S232	F013	S141	S204	G2057	G2061	S205*	S206*	S301	
<i>SiO<sub>2</sub></i>	53,35	53,64	52,57	52,13	49,31	48,48	50,23	47,39	48,98	52,70	81,96	74,97	72,54	70,82	80,58	75,63	74,68	76,70	66,98	0,02
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	14,87	14,81	15,98	14,76	13,61	15,26	19,44	14,15	18,86	13,48	6,17	15,08	16,05	19,48	11,07	13,21	12,09	11,13	15,13	0,03
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	9,87	9,91	9,10	9,33	12,63	8,50	4,90	13,08	10,08	8,53	1,51	0,43	0,17	0,60	0,56	0,15	3,20	0,82	4,51	0,04
<i>MgO</i>	2,93	2,93	3,72	7,31	8,30	4,23	5,56	8,67	5,38	7,74	0,59	0,18	0,07	0,38	0,13	0,05	0,71	0,09	1,80	0,01
<i>CaO</i>	12,35	12,32	9,53	9,75	8,01	12,25	11,20	9,99	8,31	9,22	3,42	2,45	1,45	0,09	0,28	0,16	2,14	0,51	4,89	0,01
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	3,07	2,91	4,59	3,00	3,24	4,06	4,68	1,83	4,23	3,59	0,97	5,92	6,06	2,01	1,97	2,76	3,72	2,92	3,86	0,01
<i>K<sub>2</sub>O</i>	0,23	0,22	0,48	<0,04	0,60	0,33	0,30	0,82	0,77	0,30	2,10	0,46	2,46	3,61	4,68	7,98	1,85	3,60	2,00	0,04
<i>TiO<sub>2</sub></i>	2,10	2,12	2,04	1,66	1,69	1,97	0,21	2,37	1,29	1,03	0,39	0,03	0,01	0,08	0,02	<0,01	0,40	0,16	0,46	0,01
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0,31	0,29	0,29	0,19	0,17	0,28	0,02	0,36	0,45	0,17	0,07	0,02	<0,01	0,03	0,02	0,04	0,06	0,01	0,15	0,01
<i>MnO</i>	0,20	0,20	0,17	0,15	0,18	0,16	0,11	0,17	0,18	0,14	0,03	0,01	0,01	0,01	0,05	0,08	0,04	0,04	0,12	0,01
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0,05	0,05	0,04	0,06	0,05	0,06	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	<0,01	0,03	0,01
<i>BaO</i>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,02	0,03	0,01	0,05	0,03	1,03	0,22	0,02	0,03	0,12	0,14	0,05	-
<i>NiO</i>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-
<i>SrO</i>	0,05	0,05	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,07	0,01	0,03	0,05	0,07	0,04	0,00	<0,01	0,02	<0,01	0,06	-
<i>ZrO<sub>2</sub></i>	0,02	0,02	0,02	0,01	<0,01	0,02	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,01	0,01	0,01	-
<i>Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-
<i>Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-
<i>LOI</i>	0,80	0,70	1,30	1,60	2,50	4,40	3,40	1,10	1,70	3,20	3,00	0,60	0,60	3,20	0,70	0,30	0,53	3,09	<0,01	0,10
<i>C/TOT</i>	0,02	0,01	0,02	0,02	0,12	1,21	0,61	0,03	0,03	0,49	0,64	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	-	-	0,04	0,01
<i>S/TOT</i>	<0,01	<0,01	<0,01	0,22	0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,06	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	-	-	0,01	0,01
<i>Total</i>	100,21	100,18	99,87	99,99	100,36	100,04	100,15	100,08	100,36	100,18	100,35	100,26	100,55	100,61	100,13	100,42	99,59	99,21	100,05	-
<i>Mg-Zahl</i>	40,03	39,93	47,89	63,79	59,64	52,81	71,84	59,84	54,55	67,11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Anmerkungen: BSCH – Blauschieferfazielle Gesteine, GRDT – Granodiorit, BHG – Biotit-Hornblende-Granit, BTG – Biotitgranit, DT – Diorit, NWG – Nachweisgrenze (die von ACME angegebene), Hauptelemente (ICP-(AES)) in wt%, Spurenelemente (ICP-MS) in ppm (einschließlich Seltenerdelementdaten)

\* Analysen aus STANEK (2000)

Tabelle A2.1.4: ICP-MS-Daten (Spurenelemente – einschließlich Seltenerdelementdaten)

<i>Probe</i>	F001	F001/W	F002	F003	S145	S150	S153	G2043	G2050	G2052	S232	F013	S141	S204	G2057	G2061	S205*	S206*	S301	NWG
<i>Bi</i>	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	-	-	<0,1	<i>0,1</i>
<i>Co</i>	30,5	29,6	28,6	30,3	61,6	59,4	64,5	98,8	70,7	59,4	2,8	0,5	25,6	0,7	32,2	27,0	3,2	-	9,5	<i>0,1</i>
<i>Cs</i>	0,2	0,2	0,2	<0,1	0,6	0,2	0,1	0,1	0,2	0,1	0,8	0,1	0,1	0,2	2,1	8,9	-	-	0,2	<i>0,1</i>
<i>Ga</i>	19,7	19,4	16,3	16,5	16,8	17,3	17,2	21,9	23,2	14,4	7,4	12,9	10,4	18,1	23,8	15,6	17,2	18,3	16,5	<i>0,1</i>
<i>Hf</i>	3,6	3,6	3,2	2,9	2,1	3,5	1,1	3,1	1,1	1,3	6,2	1,3	1,4	0,4	4,7	0,2	-	-	2,5	<i>0,1</i>
<i>Nb</i>	10	10	8	6	2	9	2	10	3	3	5	1	<1	<1	13	2	7	8	3	<i>0,05</i>
<i>Rb</i>	3	3	7	<1	12	4	3	10	11	3	59	5	26	48	110	222	24	51	39	<i>0,02</i>
<i>Sn</i>	3	3	3	3	4	3	3	2	2	2	2	2	2	2	2	1	-	2	2	<i>0,05</i>
<i>Sr</i>	401	406	101	179	211	139	360	284	623	114	246	433	601	333	28	37	191	40	480	<i>0,1</i>
<i>Ta</i>	0,9	0,8	0,7	0,6	0,6	1,3	0,8	1,6	0,8	0,8	0,4	0,2	0,3	0,1	0,8	0,6	-	-	0,3	<i>0,1</i>
<i>Th</i>	0,8	0,8	0,7	0,6	0,3	0,7	0,8	0,8	0,1	0,3	3,6	1,0	<0,1	<0,1	5,9	0,2	14,0	27,0	3,4	<i>0,1</i>
<i>Tl</i>	0,1	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,5	-	-	0,1	<i>0,1</i>
<i>U</i>	0,1	0,1	0,1	<0,1	0,1	0,1	0,2	0,4	<0,1	0,1	0,9	0,3	<0,1	<0,1	2,0	<0,1	4,0	6,0	1,0	<i>0,1</i>
<i>V</i>	264	261	241	263	318	241	66	276	244	192	24	<5	<5	30	<5	<5	31	6	83	<i>5</i>
<i>W</i>	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	153,8	194,3	217,2	384,5	277,3	198,8	2,2	<0,5	267,9	2,8	348,2	265,1	-	-	0,5	<i>0,5</i>
<i>Zr</i>	141	144	132	91	65	140	43	100	32	40	208	36	28	4	42	3	93	109	83	<i>0,5</i>
<i>Y</i>	38,1	40,7	32,5	39,0	41,6	34,1	13,0	28,8	16,7	22,3	14,0	5,2	1,2	0,3	4,7	4,0	13,6	19,3	10,7	<i>0,1</i>
<i>La</i>	12,5	12,3	11,2	6,0	5,4	11,4	5,6	10,7	10,4	3,1	15,3	9,8	0,5	0,3	2,7	0,8	8,7	13,2	14,9	<i>0,1</i>
<i>Ce</i>	29,1	28,5	27,2	15,4	12,6	26,6	10,9	27,5	25,3	7,9	27,3	18,6	0,4	<0,1	5,5	0,6	18,9	33,2	26,6	<i>0,1</i>
<i>Pr</i>	4,6	4,4	4,3	2,8	2,2	4,2	1,5	4,5	4,2	1,4	4,0	2,6	0,1	0,1	1,0	0,1	4,0	4,8	3,5	<i>0,05</i>
<i>Nd</i>	19,2	18,3	18,3	13,4	10,4	16,7	5,7	19,2	18,1	6,8	13,7	8,4	0,4	0,3	3,8	0,4	6,7	11,1	12,6	<i>0,1</i>
<i>Sm</i>	5,3	5,1	5,0	4,4	3,8	4,7	1,5	5,5	4,7	2,4	2,6	1,4	0,1	<0,1	1,7	0,1	3,2	4,4	2,5	<i>0,1</i>
<i>Eu</i>	2,2	2,1	2,0	1,7	1,6	1,9	1,1	1,87	1,6	1,1	0,7	0,5	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,7	0,6	0,8	<i>0,05</i>
<i>Gd</i>	6,4	6,4	5,8	5,7	5,2	5,8	2,1	6,1	4,4	3,0	2,9	1,4	0,3	0,1	1,5	0,3	3,1	4,2	2,4	<i>0,05</i>
<i>Tb</i>	1,1	1,2	1,1	1,2	1,1	1,0	0,4	1,06	0,6	0,6	0,4	0,2	<0,1	<0,1	0,2	0,1	1,1	1,0	0,3	<i>0,05</i>
<i>Dy</i>	6,3	6,2	5,7	6,5	6,6	5,7	1,9	5,1	3,0	3,5	2,2	0,8	0,9	0,2	0,7	0,6	2,6	3,5	1,8	<i>0,05</i>
<i>Ho</i>	1,4	1,4	1,2	1,4	1,6	1,3	0,4	1,0	0,6	0,8	0,5	0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	1,1	1,0	0,4	<i>0,05</i>
<i>Er</i>	3,8	3,7	3,2	4,0	4,3	3,2	1,2	2,4	1,6	2,2	1,4	0,5	0,1	<0,1	0,3	0,3	2,6	3,0	1,1	<i>0,05</i>
<i>Tm</i>	0,6	0,6	0,5	0,6	0,7	0,5	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,4	0,4	0,2	<i>0,05</i>
<i>Yb</i>	3,3	3,3	3,0	3,4	4,1	2,9	1,3	1,9	1,2	2,0	1,4	0,5	0,2	<0,1	0,4	0,3	1,7	2,3	1,1	<i>0,05</i>
<i>Lu</i>	0,6	0,6	0,5	0,6	0,7	0,5	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,4	0,4	0,2	<i>0,01</i>
<i>Mo</i>	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	1	<1	-	-	<1	<i>1</i>
<i>Cu</i>	6	5	46	55	6	50	81	69	43	77	5	6	<2	<2	<2	<2	68	26	12	<i>2</i>
<i>Pb</i>	<5	<5	5	<5	<5	<5	12	<5	<5	<5	5	6	5	<5	<5	5	<5	6	9	<i>5</i>
<i>Zn</i>	10	10	13	20	29	17	7	8	10	11	<5	8	<1	<5	<5	<5	50	15	35	<i>5</i>
<i>Ni</i>	20	22	32	90	32	86	75	20	<5	85	13	<5	13	<5	11	16	10	5	<5	<i>5</i>
<i>As</i>	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	17	10	<5	<i>5</i>
<i>Cd</i>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,4	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	-	-	<0,1	<i>0,1</i>
<i>Sb</i>	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,8	0,6	0,8	0,9	1,8	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	-	-	2,5	<i>0,1</i>

\* Analysen aus STANEK (2000)

**A2.2. Mineralchemische Daten****Tabelle A2.2.1: Repräsentative Mikrosondenanalysen von pegmatitischen Gesteinen – A) Feldspat**

Lokalität Probe Analyse Kommentar	Rio Jicaya			Straße Manicaragua-Jibacoa			Steinbruch Yayabo					
	S 141			S 157			G 2057			G 2061		
	K-FSP 60	K-FSP 19	PLAG 8	K-FSP 59	K-FSP 63	PLAG 60	K-FSP 7	K-FSP 5	PLAG 11	K-FSP 1	K-FSP 4	PLAG 86
	Kristall- matrix	Ba-reiche Zone	generell repräsentativ	Kristall- kern	Kristall- rand	generell repräsentativ	Kristall- kern	in Kontakt mit PLAG	generell repräsentativ	Kristall- matrix	in Kontakt mit MUS	generell repräsentativ
<i>SiO<sub>2</sub></i>	58,82	57,40	64,84	63,86	64,16	64,86	64,12	64,31	66,66	64,02	63,87	67,68
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	19,52	19,57	21,49	18,27	18,38	21,48	18,27	18,10	20,94	18,41	17,98	19,47
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	1,27	0,56	10,19	0,38	1,09	10,06	0,75	1,11	10,36	0,61	0,26	11,51
<i>CaO</i>	0,00	0,00	2,53	0,00	0,04	2,65	0,00	0,00	2,03	0,00	0,00	0,18
<i>K<sub>2</sub>O</i>	12,55	12,74	0,07	16,36	15,42	0,12	15,93	15,51	0,13	16,30	16,62	0,14
<i>BaO</i>	6,90	8,60	0,18	0,22	0,19	0,00	0,07	0,01	0,00	0,16	0,13	0,08
<b>Total</b>	99,06	98,87	99,30	99,09	99,28	99,17	99,14	99,04	100,12	99,50	98,86	99,06
<i>Si</i>	2,880	2,850	2,880	2,990	2,990	2,880	3,000	3,000	2,920	2,990	3,000	2,990
<i>Al</i>	1,120	1,150	1,120	1,010	1,010	1,120	1,010	1,000	1,080	1,010	1,000	1,010
	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,010	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
<i>Na</i>	0,120	0,050	0,880	0,030	0,100	0,860	0,070	0,100	0,880	0,060	0,070	0,990
<i>Ca</i>	0,000	0,000	0,120	0,000	0,000	0,130	0,000	0,000	0,100	0,000	0,000	0,010
<i>K</i>	0,780	0,810	0,000	0,980	0,920	0,010	0,950	0,920	0,010	0,970	0,940	0,010
<i>Ba</i>	<u>0,130</u>	<u>0,170</u>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>
	1,030	1,030	1,000	1,010	1,020	1,000	1,020	1,020	0,990	1,030	1,010	1,010
<i>Or</i>	75,70	78,60	0,00	97,00	90,20	1,00	93,10	90,20	1,00	94,20	93,10	1,00
<i>Ab</i>	11,70	4,90	88,00	3,00	9,80	86,00	6,90	9,80	88,90	5,80	6,90	98,00
<i>An</i>	0,00	0,00	12,00	0,00	0,00	13,00	0,00	0,00	10,10	0,00	0,00	1,00
<i>Cels</i>	12,60	16,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

**Anmerkungen:** Or – Orthoklas-Komponente, Ab – Albit-Komponente, An – Anorthit-Komponente, Cels – Celsian-Komponente, PLAG – Plagioklas, MUS – Muskovit, K-FSP – Kalifeldspat

Tabelle A2.2.2: Repräsentative Mikrosondenanalysen von pegmatitischen Gesteinen – B) Hellglimmer

Lokalität	Rio Jicaya		Straße Manicaragua-Jibacoa	Steinbruch Yayabo		
	S141		S 157	G 2057	G 2061	
Probe	WM 22	WM 24	WM 6	WM 14	WM 7	WM 8
Analyse	WM 22	WM 24	WM 6	WM 14	WM 7	WM 8
Kommentar	Kristallkern	Kristallrand	generell repräsentativ	generell repräsentativ	Kristallkern	Kristallrand
<i>SiO<sub>2</sub></i>	45,54	43,05	43,05	44,83	45,42	45,03
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0,43	0,24	0,24	0,22	0,14	0,04
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	32,46	33,01	33,01	33,09	31,87	37,51
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	3,78	3,62	3,62	4,39	4,88	0,39
<i>MgO</i>	1,21	0,96	0,96	0,70	0,76	0,04
<i>MnO</i>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
<i>CaO</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>BaO</i>	<u>0,62</u>	<u>3,12</u>	<u>3,12</u>	<u>0,08</u>	<u>0,16</u>	<u>0,04</u>
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	0,69	0,63	0,63	0,58	0,36	0,24
<i>K<sub>2</sub>O</i>	10,32	9,46	9,46	10,79	10,85	11,35
<i>Total</i>	95,07	94,11	94,11	94,69	94,54	94,66
<i>Si</i>	3,083	3,016	3,016	3,045	3,096	3,012
<i>Al<sup>IV</sup></i>	<u>0,917</u>	<u>0,984</u>	<u>0,984</u>	<u>0,955</u>	<u>0,904</u>	<u>0,988</u>
	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
<i>Al<sup>VI</sup></i>	1,673	1,742	1,742	1,694	1,656	1,970
<i>Ti</i>	0,022	0,013	0,013	0,011	0,007	0,002
<i>Fe<sup>3+</sup></i>	0,192	0,191	0,191	0,224	0,250	0,020
<i>Cr</i>	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
<i>Mg</i>	0,122	0,101	0,101	0,071	0,077	0,004
<i>Mn</i>	<u>0,001</u>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>	<u>0,006</u>	<u>0,000</u>
	2,012	2,047	2,047	2,001	1,991	1,997
<i>Ca</i>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
<i>Ba</i>	0,016	0,086	0,086	0,002	0,004	0,001
<i>Na</i>	0,091	0,086	0,086	0,076	0,048	0,031
<i>K</i>	<u>0,891</u>	<u>0,846</u>	<u>0,846</u>	<u>0,935</u>	<u>0,943</u>	<u>0,969</u>
	0,998	1,017	1,017	1,013	0,995	1,001

Anmerkungen: WM – Hellglimmer (white mica)

Tabelle A2.2.3: Repräsentative Mikrosondenanalysen von pegmatitischen Gesteinen – C) Granat

Lokalität	Straße Manicaragua-Jibacoa		Steinbruch Yayabo	
	S 157		G 2061	
Probe	GRT 3	GRT 8	GRT 55	GRT 67
Analyse	Kristallkern	Kristallrand	Kristallkern	Kristallrand
Kommentar				
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0,07	0,04	0,06	0,04
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	20,68	20,30	20,61	20,46
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0,80	1,14	0,85	0,50
<i>FeO</i>	23,32	21,99	24,06	22,22
<i>MnO</i>	16,19	17,43	16,57	18,78
<i>MgO</i>	1,74	1,64	1,40	0,88
<i>CaO</i>	1,13	1,09	0,51	0,46
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	0,03	0,04	0,01	0,04
<i>K<sub>2</sub>O</i>	0,00	0,02	0,00	0,03
<b>Total</b>	100,44	99,91	100,16	99,12
<i>Si</i>	2,964	2,967	2,953	2,966
<i>Al<sup>IV</sup></i>	<u>0,036</u>	<u>0,032</u>	<u>0,047</u>	<u>0,034</u>
	3,000	3,000	3,000	3,000
<i>Al<sup>VI</sup></i>	1,947	1,928	1,944	1,967
<i>Ti</i>	0,004	0,002	0,004	0,002
<i>Fe<sup>3+</sup></i>	0,049	0,070	0,052	0,031
<i>Cr</i>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>	<u>0,000</u>
	2,000	2,000	2,000	2,000
<i>Mg</i>	0,211	0,200	0,171	0,109
<i>Fe<sup>2+</sup></i>	1,587	1,506	1,649	1,541
<i>Mn</i>	1,116	1,209	1,150	1,319
<i>Ca</i>	0,099	0,096	0,045	0,041
<i>Na</i>	0,004	0,007	0,001	0,007
<i>K</i>	<u>0,000</u>	<u>0,002</u>	<u>0,000</u>	<u>0,003</u>
	3,017	3,020	3,016	3,020
<i>Adr</i>	0,024	0,031	0,015	0,014
<i>Prp</i>	0,070	0,066	0,057	0,036
<i>Alm</i>	0,527	0,500	0,547	0,512
<i>Sps</i>	0,370	0,402	0,382	0,438
<i>Grs</i>	0,008	0,000	0,000	0,000

**Anmerkungen:** Der Gehalt von Fe<sup>2+</sup> wurde über Ladungsausgleich berechnet. GRT – Granat, Adr – Andradit, Prp – Pyrop, Alm – Almandin, Sps – Spessartin, Grs – Grossular

### A2.3. Isotopenanalytische Daten

Tabelle A2.3.1: Spaltspuren-Analytik

Probe	Zahl der gemessenen Kristalle (n)	Spaltspurendichte [ $\times 10^6$ tr/cm <sup>2</sup> ]			Spaltspurenzentralalter ( $\pm 2\sigma$ ) [Ma]	Altersdispersion ( $P\chi^2$ ) [%]	Mittlere Spaltspurenlänge (Anzahl der Spuren) [ $\mu\text{m} \pm 1$ s.e.]	Standard-Abweichung [ $\mu\text{m}$ ]
		Spontan $\rho_s$ ( $N_s$ )	Induziert $\rho_i$ ( $N_i$ )	Dosimeter $\rho_d$ ( $N_d$ )				
<i>Eklogit (S145)</i>								
<i>Apatit</i>	20	0,0314 (21)	0,1019 (68)	1,1030 (7614)	(60,3 $\pm$ 29,6)	0,03 (92)	-	-
<i>Zirkon</i>	6	5,944 (197)	2,293 (76)	0,4335 (5987)	<b>66,5<math>\pm</math>18,0</b>	<0,1 (93)	-	-
<i>Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit (S232)</i>								
<i>Apatit</i>	20	0,1686 (187)	0,6826 (757)	1,0990 (7591)	<b>48,1<math>\pm</math>7,8</b>	<0,01 (99)	14,03 $\pm$ 0,19 (72)	1,58
<i>Diorit (S301)</i>								
<i>Apatit</i>	20	0,7048 (620)	2,011 (1769)	1,1000 (7599)	<b>68,2<math>\pm</math>6,7</b>	<0,01 (99)	13,98 $\pm$ 0,13 (100)	1,32
<i>Zirkon</i>	20	6,2100 (849)	1,9240 (263)	0,4335 (5987)	<b>82,7<math>\pm</math>11,6</b>	<0,1 (99)	-	-
<i>Quarz-Glimmerschiefer (F017)</i>								
<i>Apatit</i>	10	0,0455 (15)	0,2212 (73)	1,0980 (7584)	(40,0 $\pm$ 23,3)	<0,01 (98)	14,72 $\pm$ 0,46 (6)	1,04
<i>Zirkon</i>	20	6,447 (926)	2,834 (407)	0,4335 (5987)	<b>58,4<math>\pm</math>7,1</b>	<0,1 (99)	-	-
<i>Quarz-Glimmerschiefer (S054)</i>								
<i>Zirkon</i>	20	5,195 (1198)	2,177 (502)	0,4898 (6764)	<b>68,7<math>\pm</math>9,2</b>	16,7 (6)	-	-
<i>Quarz-Glimmerschiefer (S074)</i>								
<i>Zirkon</i>	20	3,410 (937)	1,747 (480)	0,4898 (6764)	<b>58,8<math>\pm</math>10,2</b>	27,3 (<1)	-	-

**Anmerkungen:** Alle Analysen wurden mit der "Externen-Detektor"-Methode durchgeführt. Ein Faktor von 0,5 wurde für die  $4\pi/2\pi$ -Geometrie-Korrektur verwendet. Die Alter wurden mit Hilfe von Dosimeterglas (Zirkon: CN-1 mit  $\zeta_{(CN-1)}=119$ , Apatit: CN-5 mit  $\zeta_{(CN-5)}=355,9\pm 5,0$ ) berechnet.  $\rho$  – Spaltspurendichte, N – Anzahl der Spaltspuren,  $P\chi^2$  – Wahrscheinlichkeit der erhaltenen  $\chi^2$ -Werte für v Freiheitsgrade, wobei sich der Freiheitsgrad als  $v = n - 1$  definiert.

**Tabelle A2.3.2: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Analytik**

Analyse	Korngröße [mm]	<sup>40</sup> Ar(*)	<sup>39</sup> Ar(K)	<sup>38</sup> Ar(Cl)	<sup>37</sup> Ar(Ca)	<sup>36</sup> Ar (atm)	K/Ca	K/Cl	Ca/Cl	<sup>40</sup> Ar(*) [%]	Alter [Ma]
<b>Pegmatit (G2061/FWM)</b>											
<i>J-value=0,003183 ± 21</i>											
11	5-15	5,640±53	0,4423±18	0,000313±04	0,000031±40	0,000944±83	7385,8	150,1	0,020	95,3	71,8±1,2
12	5-15	4,861±42	0,3738±13	0,000383±06	0,000099±60	0,000736±79	1970,2	103,9	0,053	95,7	73,2±1,4
13	5-15	5,909±52	0,4629±33	0,000774±12	0,000278±70	0,001269±84	866,9	63,6	0,073	94,0	71,9±1,3
14	5-15	5,079±61	0,3935±32	0,000302±05	0,000130±60	0,001131±77	1579,4	138,7	0,088	93,8	72,6±1,5
15	5-15	8,090±39	0,6370±13	0,000464±06	0,000484±70	0,001673±81	684,6	146,0	0,213	94,2	71,5±0,8
											<b>MW: 72,2±0,6</b>
<b>Granodiorit (F012/WM)</b>											
<i>J-value=0,003230 ± 22</i>											
6	1-2	5,702±41	0,4357±12	0,000647±8	0,000445±090	0,000420±40	509,1	71,6	0,141	97,9	74,7±0,8
7	1-2	5,940±41	0,4604±13	0,000646±5	0,000608±050	0,000868±52	393,5	75,8	0,193	95,9	73,7±0,8
8	1-2	8,255±43	0,6441±08	0,000745±7	0,000859±100	0,001184±52	389,9	92,0	0,236	95,9	73,2±0,6
9	1-2	6,886±43	0,5342±14	0,000862±7	0,000806±070	0,001045±36	344,4	65,9	0,191	95,7	73,6±0,7
10	1-2	5,356±39	0,4149±26	0,000460±5	0,000447±060	0,000519±37	482,9	95,9	0,199	97,2	73,7±1,0
											<b>MW: 73,8±0,5</b>
<b>Eklogit (S145/PHN)</b>											
<i>J-value=0,003313 ± 28</i>											
26	0,3-0,8	4,733±50	0,4324±16	0,000271±4	0,003227±070	0,000786±52	69,7	169,6	2,434	95,3	64,3±1,0
27	0,3-0,8	6,773±39	0,6109±17	0,000866±5	0,002803±140	0,001147±52	113,3	75,0	0,662	95,2	65,1±0,7
28	0,3-0,8	5,910±50	0,5366±24	0,000508±6	0,001403±060	0,001030±53	198,8	112,3	0,565	95,1	64,6±0,9
29	0,3-0,8	8,236±38	0,7568±15	0,000832±3	0,003601±100	0,001821±74	109,3	96,8	0,885	93,9	63,9±0,6
30	0,3-0,8	7,877±42	0,7163±18	0,000865±5	0,001946±100	0,001529±63	191,4	88,1	0,0460	94,6	64,6±0,7
											<b>MW: 64,5±0,4</b>
<b>Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit (S232/PHN)</b>											
<i>J-value=0,003183 ± 20</i>											
31	1-2	7,937±25	0,6574±13	0,000636±3	0,001944±120	0,001185±43	175,9	110,1	0,626	95,8	68,0±0,5
32	1-2	7,079±40	0,5842±16	0,000732±6	0,006414±140	0,000592±56	47,4	84,9	1,792	97,6	68,3±0,6
33	1-2	4,538±32	0,3655±24	0,000424±4	0,000954±090	0,000496±28	199,2	91,7	0,460	96,9	69,9±0,9
34	1-2	5,416±30	0,4420±28	0,000511±6	0,000347±080	0,000490±49	662,4	92,1	0,139	97,4	69,0±0,8
35	1-2	5,812±55	0,4628±39	0,000648±5	0,000964±090	0,000509±39	249,6	76,0	0,304	97,5	70,7±1,1
											<b>MW: 68,8±1,0</b>

**Anmerkungen:** FWM – feinkörniger Hellglimmer, WM – Hellglimmer, PHN – Phengit, (atm) – atmosphärisch, (\*) – korrigierter, radiogener Teil, average – Mittelwert

**Tabelle A2.3.3: Rb-Sr-Analytik**

Probe	Korngröße [mm]	Rb [ppm]	Sr [ppm]	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	±2σ	Initial <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Berechnete Isochronenalter [Ma]
<b>Pegmatit (S141)</b>								
WR	-	23,379	644,48	0,1049	0,703467	25	0,70334±3	WR-CWM1-CWM4-CWM3: <b>87,6±0,4</b> WR-FWM-CWM2: <b>84,9±0,9</b> WR-BT: <b>73±1</b>
CWM3	3-8	434,26	37,773	33,384	0,744979	39	0,70334±3	
CWM4	3-8	384,84	42,605	26,206	0,736020	33	0,70336±2	
CWM1	3-8	355,44	50,009	20,616	0,728901	44		
FWM	<1	128,46	68,595	5,4195	0,709846	46		
CWM2	3-8	135,09	69,543	5,6216	0,710153	26		
BT	<1	269,65	36,942	21,155	0,725224	38		
CFS1	3-8	89,112	588,27	0,4381	0,703791	32		
CFS2	3-8	19,220	848,44	0,0655	0,703348	49		
CFS3	3-8	8,9971	2010,7	0,0129	0,703338	22		
<b>'Miarolithischer Pegmatit' (F009)</b>								
WR	-	4,9138	472,77	0,0301	0,703433	18	0,70342±3	CFS-WR-CWM1-CWM2-CWM3-CWM4: <b>86,2±0,5</b>
CWM1	10-15	144,20	39,916	10,461	0,716243	43		
CWM2	10-15	184,30	26,395	20,242	0,727805	79		
CWM3	10-15	145,39	58,337	7,2140	0,712280	28		
CWM4	10-15	186,04	23,445	23,012	0,731670	68		
CFS1	10-15	0,6650	623,70	0,0031	0,703434	25		
<b>Granodiorit (F012)</b>								
WR	-	10,225	433,71	0,0682	0,703433	22	0,70335±2	PLAG-WR-WM2-WM1: <b>82,1±0,6</b>
WM1	1-2	124,56	47,344	7,6151	0,712199	25		
WM2	1-2	124,62	55,879	6,4543	0,710911	29		
PLAG	<1	(-1)*	(-480)*	0,0069	0,703354	25		
<b>Biotitgneis (F019)</b>								
WR	-	10,627	251,91	0,1220	0,703131	25	0,70297±6	PLAG-WR-BT: <b>73±3</b>
BT	<1	176,20	17,098	29,893	0,733934	41		
PLAG	<1	0,3395	208,62	0,0047	0,702947	21		

Fortsetzung und Anmerkungen siehe nächste Seite

Tabelle A2.3.3: Rb-Sr-Analytik – Fortsetzung

Probe	Korngröße [mm]	Rb [ppm]	Sr [ppm]	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	±2σ	Initial <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Berechnete Isochronenalter [Ma]
<b>Pegmatit (G2057)</b>								
WR	-	101,16	28,289	10,354	0,715444	32	0,7034±2	WR-CWM1-CWM3-PMW2: <b>81,8±0,4</b> WR-FWM: <b>74±1</b>
CWM1	10-20	629,09	0,6613	3984,6	5,28554	61	0,7046±2	
CWM3	10-20	661,39	0,4001	10500	12,9387	90		
CWM2	10-20	460,35	0,2573	12591	15,348	15		
FWM	<1	261,10	3,1438	246,30	0,96295	10		
CFS1	10-20	38,461	61,238	1,8168	0,706051	24		
CFS2	10-20	99,102	66,603	4,3054	0,708659	23		
FFS	<1	22,899	43,724	1,5151	0,706689	12		
<b>Pegmatit (G2061)</b>								
WR	-	196,38	38,138	14,916	0,720879	29	0,7039±2	WR-CWM2: <b>80±1</b> WR-FWM1-FWM2-FWM3-CWM1: <b>74,6±0,7</b> WR-CWM3: (77±1)
CWM2	5-15	518,50	1,2619	1369,8	2,26475	20	0,7051±3	
FWM3	<1	470,06	4,1852	336,06	1,057157	42		
FWM1	<1	473,88	3,4323	416,62	1,1470	13		
FWM2	<1	489,59	2,9594	503,76	1,243815	94		
CWM1	5-15	496,40	2,3899	640,70	1,3839	11		
CWM3	5-15	501,52	2,1410	730,77	1,507687	32		
CFS1	5-15	286,77	42,231	19,681	0,725857	25		
CFS2	5-15	318,29	53,288	17,307	0,722790	24		
FFS	<1	106,84	30,991	9,9821	0,71563	17		
<b>Pegmatoid (S204)</b>								
WR	-	3,391	29,96	0,3278	0,704259	20	0,70390±3	QZ1-WR-PWM2-PWM3: 77±3
QZ1	-	0,2699	3,891	0,2006	0,704127	40		
QZ2	-	0,2729	7,220	0,1093	0,704093	29		
CWM1	10-20	119,2	370,5	0,9309	0,704922	18		
CWM2	10-20	113,0	257,4	1,269	0,704570	25		
<b>Pegmatit (S157)</b>								
WR	-	62,014	124,15	1,4448	0,705188	22	0,70350±5	FS-WR-WM: (84±4)
FS	-	38,928	95,686	1,1767	0,704951	23		
WM	-	276,13	43,648	18,335	0,725394	23		
<b>Eklogit (S145)</b>								
WR1	-	11,028	214,38	0,1488	0,707332	48	0,7065±2	CPX1-CPX2-PHN3-PHN4: 73±20
WR2	-	10,634	218,78	0,1406	0,707633	18		
GRT/ME	<0,35	0,1017	24,963	0,0118	0,70578	14		
CPX1	<0,35	1,4033	73,599	0,0552	0,706510	49		
CPX2	<0,35	0,8420	65,079	0,0374	0,706482	57		
PHN1	<0,35	210,57	500,58	1,2171	0,707580	31		
PHN2	<0,35	170,82	559,53	0,8832	0,707173	22		
PHN3	<0,35	178,87	848,17	0,6101	0,707119	13		
PHN4	<0,35	187,27	746,11	0,7262	0,707210	11		
<b>Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit (S232)</b>								
WR1	-	49,113	156,42	0,9087	0,710997	27	0,71010±2	WR1-WR2-PHN2-PHN3: <b>68±1</b>
WR2	-	50,008	262,03	0,5523	0,710619	26		
GRT/OE	0,06-0,16	0,0030	0,7949	0,0091	0,6385	18		
GRT/ME	0,06-0,16	0,0354	1,4627	0,0671	0,2224	99		
GLN	0,06-0,16	0,3971	2,8639	0,4013	0,710729	32		
PHN1	<0,35	281,25	66,583	12,238	0,721433	25		
PHN2	<0,35	306,07	84,803	10,455	0,720225	17		
PHN3	<0,35	312,34	84,607	10,694	0,720450	13		
<b>Epidotisierte Bereiche im Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit (S232/1)</b>								
WR	-	98,724	57,850	4,9411	0,715044	19	0,71013±1	GRT/ME2-GLN-PHN2-PHN3: <b>66,6±0,5</b>
GRT/ME1	0,35-0,50	0,3102	6,3121	0,1413	0,6483	24		
GRT/ME2	0,35-0,50	0,4103	5,6546	0,2100	0,71031	11		
GLN	0,35-0,50	0,8948	6,0794	0,4260	0,710534	12		
EP	0,35-0,50	73,740	45,460	4,6964	0,714811	10		
PHN1	<0,35	267,11	40,768	18,981	0,721040	19		
PHN2	<0,35	314,94	79,152	11,537	0,721065	10		
PHN3	<0,35	316,65	77,869	11,781	0,721261	21		
<b>Diorit (S301)</b>								
WR	-	32,162	485,90	0,1914	0,703553	21		

**Anmerkungen:** WR – Gesamtgestein, CWM – grobkörniger Hellglimmer, CFS – grobkörniger Feldspat, FWM – feinkörniger Hellglimmer, FFS – feinkörniger Feldspat, PLAG – Plagioklas, BT – Biotit, FS – Feldspat/nicht spezifiziert, WM – Hellglimmer/nicht spezifiziert, CPX – Klinopyroxen (Omphacit), GLN – Glaukophan, EP – Epidot, PHN – Phengit, GRT – Granat, GRT/P – Granat-Vorkonzentrat, OE – ohne Einschlüsse, ME – mit Einschlüssen, \* – Schätzwert, da keine genaue Einwaage (0,002 g angenommen)

**Tabelle A2.3.4: Sm-Nd-Analytik**

Probe	Korngröße [mm]	Sm [ppm]	Nd [ppm]	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	±2σ	Initial <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	Berechnete Isochronenalter [Ma]	
<i>Eklogit (S145)</i>									
WR1	-	3,4090	9,8655	0,2089	0,513031	16	-	-	
GRT/P	<0,35	0,6487	1,8186	0,2157	0,513010	16			
GRT/ME	<0,35	0,7211	1,9830	0,2199	0,513012	26			
CPX(2)	<0,35	0,4193	0,9776	0,2593	0,513012	51			
PHN(1)	<0,35	0,0447	0,1589	0,1701	0,51282	50			
LQ2	-	(~7)*	(~21)*	0,2004	0,5117	13			
<i>Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit (S232)</i>									
WR1	-	2,7080	13,999	0,1169	0,512134	24	0,51200±3	WR1-WR2-GRT/ME: <b>142±37</b>	
WR2	-	2,6938	13,691	0,1189	0,512122	22	0,51200±3	PHN-GRT/OE: (86±93)	
GRT/P	<0,35	1,2992	2,8733	0,2733	0,512296	24			
GRT/OE	0,06-0,16	0,9952	1,7135	0,3511	0,512185	24			
GRT/ME	0,06-0,16	1,4559	4,1977	0,2097	0,512213	16			
GLN	0,06-0,16	0,6881	3,4129	0,1219	0,512162	24			
PHN	<0,35	0,6928	3,8142	0,1098	0,51205	15			
LQ1	-	(~27)*	(~136)*	0,1199	0,512128	73			
LQ2	-	(~152)*	(~696)*	0,1322	0,512181	32			
<i>Epidotisierte Bereiche im Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit (S232/1)</i>									
WR	-	3,2216	13,590	0,1433	0,512358	11	0,5123±1	GLN-GRT2-GRT1: <b>158±79</b>	
GRT/P	0,35-0,50	4,5337	14,731	0,1860	0,512413	32			
GRT/ME1	0,35-0,50	4,1513	12,356	0,2031	0,512520	12			
GRT/ME2	0,35-0,50	4,1906	15,218	0,1665	0,512487	24			
GLN	0,35-0,50	0,9423	5,6175	0,1014	0,512402	70			
PHN	<0,35	0,0473	0,2112	0,1353	0,5132	21			
Probe	Korngröße [mm]	Sm [ppm]	Nd [ppm]	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	±2σ	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sup>t</sup>	ε <sub>Nd</sub> <sup>rezent</sup>	ε <sub>Nd</sub> <sup>t</sup>
<i>Eklogit (S145)</i>									
WR1	-	0,4090	9,8655	0,2089	0,513031	16	0,512935 (70 Ma) 0,512839 (148 Ma) 0,511522 (1100 Ma)	7,66	7,55 (70 Ma) 7,44 (148 Ma) 5,96 (1100 Ma)
<i>Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit (S232)</i>									
WR	-	2,7080	13,999	0,1169	0,512134	24	0,512081 (70 Ma)	-9,83	-9,12 (70 Ma)
<i>Epidotisierte Bereiche im Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit (S232/1)</i>									
WR	-	3,2216	13,590	0,1433	0,512358	11	0,512293 (70 Ma)	-5,46	-4,98 (70 Ma)
<i>Diorit (S301)</i>									
WR	-	2,2417	11,362	0,1193	0,512955	30	0,512892 (80 Ma)	6,18	6,97 (80 Ma)
<i>Granodiorit (F012)</i>									
WR	-	1,3028	7,8187	0,1007	0,512987	25	0,512934 (80 Ma)	6,80	7,78 (80 Ma)
<i>Pegmatit (S141)</i>									
WR	-	0,0812	0,3213	0,1530	0,513097	31	0,513017 (80 Ma)	8,96	9,41 (80 Ma)
<i>Pegmatit (G2057)</i>									
WR	-	1,0736	2,6728	0,2429	0,513056	20	0,512929 (80 Ma)	8,15	7,68 (80 Ma)
<i>Pegmatoid (S204)</i>									
WR	-	0,0309	0,0988	0,1891	0,512789	38	0,512690 (80 Ma)	2,94	3,02 (80 Ma)
<i>Pegmatit (S157)</i>									
WR	-	2,9539	14,390	0,1241	0,512955	24	0,512891 (80 Ma)	6,19	6,94 (80 Ma)

**Anmerkungen:** WR – Gesamtgestein, CPX – Klinopyroxen (Omphacit), GLN – Glaukophan, PHN – Phengit, GRT – Granat, GRT/P – Granat-Vorkonzentrat, LQ1 – “leach liquid” aus GRT/OE, LQ2 – “leach liquid” aus GRT/ME, OE – ohne Einschlüsse, ME – mit Einschlüssen, \* – Schätzwert, da keine Einwaage (0,0001 g angenommen)

Tabelle A2.3.5: U-Pb-Analytik

Probe			Konzentrationen		Isotopenverhältnisse						Scheinbare Alter [Ma]				
Fraktion	Korngröße [mm]	Einwaage [mg]	U [ppm]	Pb [ppm]	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>205</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (gem.)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
<i>S145 (Konventionelle Methode – Zirkon)</i>															
Z/R/BR/A45	0,062-0,100	0,286	70,381	1,7295	-	0,08771	0,74661	408,763	-	0,05426	0,18131	0,02423	154,4	169,2	382,1
Z/R/TR/A45	0,062-0,100	0,461	(~80)	(~2)	-	(0,07564)	(0,59529)	(~540)	-	(0,04592)	(0,16614)	(0,02624)	(167,0)	(156,1)	(iikk)
Z/R/KL	0,062-0,100	0,596	(~60)	(~1)	-	(0,07809)	(0,41911)	(~500)	-	(0,04996)	(0,17742)	(0,02575)	(163,9)	(165,8)	(193,2)
Fraktion	Korngröße [mm]	Einwaage [mg]	U [ppm]	Pb [ppm]	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (gem.)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
Z/UD	<0,062	0,816	183,65	6,1595	0,19341	0,09455	381,840	0,19386	0,09463	379,767	0,22622	0,02916	185,3	207,1	462,8
Z/UD	0,062-0,100	0,536	108,50	3,1317	0,14120	0,06768	1126,00	0,14100	0,06779	1107,76	0,21384	0,02838	180,4	196,8	398,0
Z/UD	0,100-0,160	1,007	104,62	2,5323	0,14256	0,06108	1257,54	0,14262	0,06135	1248,50	0,16213	0,02370	151,0	152,6	176,7
<i>S232 (Konventionelle Methode – Zirkon)</i>															
Fraktion	Korngröße [mm]	Einwaage [mg]	U [ppm]	Pb [ppm]	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>205</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (gem.)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
ZD/KP/KL/i/A60	0,090-0,160	0,453	171,82	22,206	0,14979	0,07648	0,07494	6440,30	0,14518	0,07464	1,26728	0,12313	748,6	831,2	1059
ZD/LP/KL/A60	0,090-0,160	0,331	178,38	29,357	0,19622	0,09948	0,03929	662,392	0,14542	0,07840	1,57036	0,14527	874,4	958,6	1157
ZD/KP/KL/g/A60	0,090-0,160	0,756	171,26	24,019	0,11909	0,07507	0,02168	13455,0	0,11678	0,07418	1,40005	0,13689	827,1	889,0	1046
ZD/E/TR/A60	0,090-0,160	0,916	180,28	25,124	0,14509	0,08679	0,01461	1034,39	0,11178	0,07317	1,30978	0,12982	786,9	850,0	1019
ZD/R/KL	0,090-0,160	0,646	205,64	29,509	0,13512	0,08453	0,02157	14975,8	0,13313	0,08377	1,58308	0,13705	828,0	963,6	1287
<i>S232 (Einzelkristall-Methode – Zirkon)</i>															
Fraktion	Korngröße [mm]	Einwaage [mg]	U [pg]	Pb [pg]	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>205</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (gem.)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
ZD/KP/KL/i/A60	0,090-0,160	3 XX	(~495)*	(~60)*	-	0,15040	0,38105	175,615	-	0,07069	0,97558	0,10009	614,9	691,3	948,6
ZD/KP/KL	0,080-0,090	5 XX	(~668)*	(~132)*	-	0,14202	0,17901	433,265	-	0,11204	2,63645	0,17066	1016	1311	1833
ZD/R/KL	0,090-0,160	2 XX	(~332)*	(~43)*	-	0,16045	0,51092	157,133	-	0,07183	1,07716	0,10876	665,5	742,2	981,1
ZD/LP/KL	0,080-0,090	2 XX	(~216)*	(~23)*	-	0,17894	0,88457	122,584	-	0,06479	0,80908	0,09057	558,9	601,9	767,4
ZD/R/KL	0,090-0,160	1 XX	(~130)*	(~20)*	-	0,32075	1,10176	55,4945	-	0,06620	0,85183	0,09333	575,2	625,7	812,6
<i>S301 (Konventionelle Methode – Zirkon)</i>															
Fraktion	Korngröße [mm]	Einwaage [mg]	U [ppm]	Pb [ppm]	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>205</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (gem.)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
Z/KP/KL/A60	0,090-0,160	0,705	211,35	3,1235	-	0,06051	0,18591	1085,00	-	0,04749	0,09215	0,01407	90,1	86,5	73,8
Z/LP/KL/A90	<0,080	0,184	334,14	5,7823	-	0,16408	0,34536	124,140	-	0,04651	0,08816	0,01375	88,0	87,8	24,3
Z/KP/KL/A90	<0,080	0,966	376,00	5,5328	-	0,05359	0,11160	2259,30	-	0,04742	0,09027	0,01380	88,4	86,9	70,5
Z/KP/KL/A60	0,080-0,090	0,329	271,94	4,0121	-	0,05806	0,35934	1297,00	-	0,04769	0,09193	0,01398	89,5	89,3	84,0
Z/KP/TR/A60	0,090-0,160	0,129	249,72	3,4336	-	0,08823	0,69460	339,300	-	0,04665	0,08939	0,01390	89,0	87,7	31,3
Z/LP/KL	0,090-0,160	0,232	299,65	4,3276	-	0,06057	0,49372	1031,50	-	0,04762	0,09032	0,01376	88,1	85,8	80,4
Z/LP/KL	0,080-0,090	0,123	312,74	4,4355	-	0,06560	0,72402	726,750	-	0,04723	0,08893	0,01365	87,4	89,5	61,0

Fortsetzung und Anmerkungen siehe nächste Seite

Tabelle A2.3.5: U-Pb-Analytik – Fortsetzung

Probe			Konzentrationen		Isotopenverhältnisse							Scheinbare Alter [Ma]			
Fraktion	Korngröße [mm]	Einwaage [mg]	U [pg]	Pb [pg]	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>205</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (gem.)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
<b>S205 (Einzelkristall-Methode – Zirkon)</b>															
ZD/KP/KL/A45	0,062-0,100	2 XX	(~69)*	(~4)*	-	0,58812	3,48328	28,6691	-	0,22689	0,49066	0,01568	100,3	405,4	3030
ZD/KP/KL/A45	0,062-0,100	2 XX	(~41)*	(~3)*	-	0,58473	4,25938	27,7369	-	0,16353	0,32388	0,01436	91,9	284,9	2492
ZD/KP/KL/A45	0,062-0,100	2 XX	(~111)*	(~2)*	-	0,46725	4,10801	37,5377	-	0,16825	0,32518	0,01402	89,7	285,9	2540
ZD/KP/KL/A45	<0,062	2 XX	(~108)*	(~2)*	-	0,47373	4,09976	36,1032	-	0,14308	0,26702	0,01354	86,7	240,3	2264
ZD/KP/KL/A45	<0,062	2 XX	(~95)*	(~7)*	-	0,61753	2,69479	26,5201	-	0,14664	0,27785	0,01374	88,0	248,9	2307
ZD/KP/KL/A45	<0,062	2 XX	(~98)*	(~8)*	-	0,62125	2,55777	26,6650	-	0,17671	0,36251	0,01488	95,2	314,1	2622
<b>S232 (Konventionelle Methode – Titanit)</b>															
Fraktion	Korngröße [mm]	Einwaage [mg]	U [ppm]	Pb [ppm]	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>205</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (gem.)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (b)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
TTN1/OE	0,062-0,100	64,26	29,254	16,566	1,93906	0,79673	0,00158	19,6543	0,11265	0,03519	0,05320	0,01097	70,3	52,6	(ükk)
TTN2/ME	0,062-0,100	59,20	20,990	3,0939	1,96835	0,81269	0,00754	19,3076	0,03791	0,08493	0,02414	0,00206	13,3	24,3	1312
<b>Isotopenverhältnisse (ISOCHRONEN)</b>															
Fraktion	Korngröße [mm]	Einwaage [mg]	<sup>238</sup> U/ <sup>204</sup> Pb	2 σ [%]	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	2 σ [%]	<sup>235</sup> U/ <sup>204</sup> Pb	2 σ [%]	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	2 σ [%]					
<b>S205 (Einzelkristall-Methode – Zirkon)</b>															
ZD/KP/KL/A45	0,062-0,100	2 XX	520,12	12	26,957	5	3,7723	12	17,761	3					
ZD/KP/KL/A45	0,062-0,100	2 XX	405,66	16	24,689	5	2,9421	16	16,878	3					
ZD/KP/KL/A45	0,062-0,100	2 XX	1911,4	28	45,839	18	13,863	28	20,477	8					
ZD/KP/KL/A45	<0,062	2 XX	1687,5	26	41,848	15	12,239	26	19,227	6					
ZD/KP/KL/A45	<0,062	2 XX	434,89	8	24,702	3	3,1541	8	16,769	2					
ZD/KP/KL/A45	<0,062	2 XX	423,04	7	25,013	3	3,0682	7	17,003	3					
<b>S232 (Konventionelle Methode – Titanit)</b>															
TTN1/OE	0,062-0,100	64,26	113,90	5	19,692	<1	0,8261	5,443	15,706	<1					
TTN2/ME	0,062-0,100	59,20	434,50	26	19,339	<1	3,1513	26,08	15,738	<1					
<b>Isotopenverhältnisse (PHENGIT)</b>															
Fraktion	Korngröße [mm]	Einwaage [mg]	U [ppm]	Pb [ppm]	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (gem.)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (gem.)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (gem.)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (gem.)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (mf)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb (mf)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (mf)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (mf)	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb (mf)	
<b>S232 (Konventionelle Methode – Phengit)</b>															
PHN	0,062-0,100	-	-	-	2,0629	0,84558	18,406	15,615	37,971	2,0669	0,84623	18,442	15,662	38,121	
<b>S145 (Konventionelle Methode – Phengit)</b>															
PHN	0,062-0,100	-	-	-	2,0635	0,84068	18,773	15,782	38,737	2,0682	0,84163	18,816	15,836	38,914	

**Anmerkungen:** Z – Zirkon, ZD – Zirkon (diamagnetisch), Habitusformen von Zirkon (R – rund, KP – kurzprismatisch, LP – länglich-prismatisch), E – einschlußreich, BR – Bruchstücke, UD – undifferenziert, KL – klar, TR – trüb, i – idiomorph, g – kantengerundet, TTN – Titanit, OE – ohne Einschlüsse, ME – mit Einschlüssen, PHN – Phengit, (gem.) – gemessen, (b) – korrigiert für Massenfraktionierung, initiales Blei, Spikeunsicherheiten und Blindwertbeiträge, (mf) – korrigiert für Massenfraktionierung, (ükk) – überkonkordant, \* – Schätzwert, da keine Einwaage (0,000001 g angenommen)

## **Anhang 3: Analytische Techniken**

***A3.1: Geochemie***

***A3.2: Mineralchemie***

***A3.3: Isotopengeochemie – Geochronologie***

### A3.1. Geochemie

Haupt- und Spurenelementgehalte wurden generell an Gesamtgesteinspulvern (vgl. A3.3) mittels wellenlängendispersiver Röntgenfluoreszenzanalyse (WDRFA) an der Ruhr-Universität-Bochum durch Herrn Dr. Th. Fockenberg durchgeführt. Hierzu stand ein PW 1400 (WDX) der Firma PHILIPS zur Verfügung. Boratglas-Schmelztabletten wurden aus einer Probenpulver/Flußmittel Mischung im Verhältnis 1:11 unter Verwendung einer plangeschliffenen Platinkokille gegossen. Als Flußmittel diente MERCK-Spectromelt<sup>®</sup> A12 (di-Lithiumtetraborat). FeO-Gehalte wurden potentiometrisch (modifizierte "Rücktitrations"-Methode nach UNGETHÜM (1965) bestimmt. Die so bestimmten FeO-Gehalte wurden dann in die Formel

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = (\text{Fe}_2\text{O}_{3t} - \text{FeO}) * 1,1113$$

eingesetzt, um die entsprechenden Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalte zu ermitteln. H<sub>2</sub>O und CO<sub>2</sub> wurden als wichtigste, größenordnungsmäßig häufigste volatile Bestandteile analysiert; dabei wurde H<sub>2</sub>O titrimetrisch und CO<sub>2</sub> coulometrisch bestimmt (HERMANN & KNAKE, 1973). Aus einem Vergleich der normierten mit den gemessenen Gehalten an Standardreferenzmaterialien ergeben sich Erfahrungswerte, die als Schätzwerte für entsprechende Nachweisgrenzen angesehen werden können. Diese Nachweisgrenzen sind in Tabelle A2.1.1 mit berücksichtigt.

ICP-(AES)- und ICP-MS-Analysen an ausgewählten Gesamtgesteinsproben wurden, insbesondere hinsichtlich der Seltenerdgehalte, kommerziell von der Firma "ACME – Analytical Laboratories LTD." in Canada durchgeführt. ACME verwendet hierbei zur Bestimmung der Hauptelemente eine eigens von der Firma dafür entwickelte Kombination eines Schmelzaufschlusses mit Lithium-Borat (LiBO<sub>2</sub>) und nachfolgendem Säureaufschluß mit 5 %-iger HNO<sub>3</sub>, welcher dann ICP-analytisch bestimmt wird. Gehalte von C und S werden infrarot-spektrometrisch mit der "Leco"-Methode ermittelt. Spurenelemente werden über ICP-MS-Analytik an Säuredruckaufschlüssen bestimmt. Diese Verfahrensweise gewährleistet (lt. Anbieter) auch den vollständigen Aufschluß schwer aufschließbarer Minerale, wie z.B. Zirkon, Titanit, Chromit, etc. und garantieren somit bessere REE- bzw. HFSE-Daten. Bei der ICP-MS-Analytik stand ein Elan 6000 ICP-MS zur Verfügung. Bei BaO-Gehalten von mehr als 1 wt% treten erhebliche Probleme bei der Eu-Bestimmung auf, deshalb müssen solche Daten als semiquantitativ betrachtet werden. Auch in den Tabellen A2.1.3 und A2.1.4 sind entsprechende Nachweisgrenzen (lt. ACME) berücksichtigt.

### A3.2. Rasterelektronenmikroskopie

Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen hauptsächlich an den Zirkonpräparaten wurden an dem Rasterelektronenmikroskop (“SEM – Scanning Electron Microscope, JSM-6400”) der Firma JEOL des Geologischen Instituts der TU-Bergakademie Freiberg durchgeführt. Das Gerät ist mit einem EDX-Detektor “VANTAGE” der Firma NORAN ausgerüstet, welcher es erlaubt, neben abbildenden SE und BSE auch qualitative und semiquantitative mineralchemische Untersuchungen durchzuführen. Außerdem gestattet ein OXFORT-MONO-CL-Modul sowohl abbildende als auch spektrale Kathodolumineszenzuntersuchungen. Abbildende CL-Untersuchungen nehmen im Rahmen dieser Arbeit eine besondere Stellung ein, da hiermit die kristallinternen Strukturen der Zirkone aufgeschlüsselt werden können und somit Rückschlüsse auf die Entwicklung des Kristalls und insbesondere dessen U-Pb-System gezogen werden können (vgl. HANCHAR & MILLER, 1993; KEMPE et al., 2000). Die unterschiedlichen Lumineszenzeigenschaften im Kristallgitter beruhen dabei auf einem intrinsischen Emissionsband (um 420 nm). Als Hauptaktivator ist z.B. bei Feldspat-kristallen Dysprosium zu nennen, Samarium, Neodymium, und Terbium sind hingegen von geringerer Bedeutung. Sie können aber auch durch Elektronen-Fehlstellen an den SiO<sub>4</sub>-Tetraedern oder durch Aktivierung durch Yb<sup>2+</sup> verursacht werden (GÖTZE et al., 1999).

Hierzu wurden Zirkonstreupräparate auf einem Kohlenstofftab befestigt und zur Gewährleistung der elektrischen Leitfähigkeit mit Kohlenstoff bedampft. Anschließend wurden sowohl ihr Habitus als auch vermutete sekundäre Einschlüsse im SE-Bild dokumentiert. Die Hälfte des gereinigten Zirkonpräparats wurde dann an der Ruhr-Universität-Bochum von Herrn D. Dettmar beidseitig angeschliffen und auf einem Objektträger präpariert. Dieser Objektträger wurde abermals mit Kohlenstoff bedampft und die SE-dokumentierten Zirkone auf ihre Internstrukturen hin untersucht. Hierbei wurden 20 kV Beschleunigungsspannung und 600 pA Strahlstrom als Instrumentparameter verwendet. Die Arbeiten fanden in Zusammenarbeit mit Herrn Dr. U. Kempe und Frau A. Obst (TU-Bergakademie Freiberg) statt.

Lediglich bei einer der untersuchten Proben traten geringfügig Probleme auf. So kam es bei den CL-Untersuchungen an den Zirkonen der Probe S205 dazu, daß sich während des abermaligen Elektronenbeschusses im Vakuum die Kohlenstoffbedampfung löste, ja sogar der präparierte Kristall zerbrach. Dies könnte daran gelegen haben, daß die Kristalle sehr einschlußreich sind. Somit existierten mehr Anisotropieflächen im Kristall, welches entlang dieser während der thermischen Beanspruchung (verhinderte Wärmeableitung im Vakuum) teilweise brüchig reagierte.

### A3.3. Mineralchemie

Die Mikrosondenanalytik wurde hauptsächlich an der Ruhr-Universität-Bochum von Frau Ch. Grevel und Herrn M. Krebs durchgeführt. Eine Mikrosondeneinrichtung des Typs SX50 der Firma CAMECA mit WDX-Detektoren kam dabei zum Einsatz. Messungen fanden bei 15 kV Beschleunigungsspannung, 10 nA Strahlstrom und einer Zählzeit (*“integration time”*) von 20 s pro Element statt. Bis auf Cr wurde der Untergrund einseitig mit 10 s gemessen. Als Standardreferenzmaterialien wurden sowohl übliche rein oxydische als auch natürliche und synthetische, silikatische Materialien gemessen. Eine Übersicht darüber gibt Tabelle A3.3.1.

**Tabelle A3.3.1: Mikrosonden-Standard-Materialien**

<i>Standardmaterial</i>	<i>Standardisierung der Elemente</i>
Pyrop	Mg, Si, Al
Jadeit	Na
Spessartin	Mn
Andradit	Ca, Fe
Kalium-Glas	K
Ti <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ti
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr
Barium-Glas	Ba

Die von CAMECA integrierte PAP-Prozedur wurde für Korrekturen (Atomzahl, Fluoreszenz, Absorption) verwendet. Die Kationenberechnung der Granate erfolgte auf der Basis von 12 Sauerstoffatomen. Der Betrag des III-wertigen Eisens wurde durch Ladungsausgleich (Normierung auf Si+Al=3 und  $Kat^{4+} + Kat^{3+} = 2$ ) errechnet. Bei der Berechnung der Strukturformeln fand das Programm MINCALC (BERNHARD, Ruhr-Universität-Bochum) Anwendung.

Zusätzlich zur in Bochum durchgeführten Mikrosondenanalytik wurden 3 Elementverteilungsprofile in Zirkon in Zusammenarbeit mit Herrn Dr. U. Kempe an der TU-Bergakademie Freiberg gemessen. Die Messungen an einer JEOL JXA 8900 RL wurden bei einer Beschleunigungsspannung von 20 kV, einem Strahlstrom von 30 nA und Zählzeiten (auf peaks und baseline) von 100 s für HfO<sub>2</sub> und 300 s für P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> und UO<sub>2</sub> durchgeführt. Korrekturen wurden über Standard ZAF-Methoden vorgenommen.

### A3.4. Isotopengeochemie – Geochronologie

#### **A3.4.1. Probenaufbereitung und chemische Reinigung der Präparate**

**Gesamtgesteinsaufbereitung:** Vor der Zerkleinerung der Proben wurden diese von möglichen Verwitterungskrusten, alterierten Bereichen und anderen oberflächlichen Kontaminationen befreit und mit Deionisat und Azeton gewaschen. Die trockene Probe wurde anschließend wahlweise mit Gesteinspresse, Backenbrecher oder Edelmörser zerkleinert und möglicher ferromagnetischer Abrieb mit dem Magnetscheider (*“FRANTZ Isodynamic Separator”*) entfernt. Darauffolgend wurde ein ausreichendes Teilvolumen der Gesamtmenge des Granu-

lats in einer Scheibenschwingmühle mit WIDIA-Einsatz bzw. einer Planetenkugelmühle mit Achat-Einsätzen analysenfein aufgemahlen.

Um repräsentative Analysen zu gewährleisten, wurde versucht, eine auf die Probenart ausgerichtete Probenmenge zu wählen. Dies gestaltete sich besonders bei den grobkörnigen, pegmatitischen Gesteinen schwierig, da im Idealfall der pegmatitische Körper als Ganzes hätte analysiert werden müssen. Die für Gesamtgesteinsanalytik aufbereiteten Gesteinsvolumina bewegten sich hier um 3-4 kg. Außerdem wurden teilweise Doppelanalysen durchgeführt, um die Reproduzierbarkeit und somit die Repräsentanz der Analyse zu prüfen. Für nicht-pegmatitische Proben kamen jeweils einige 10-100 g zum Einsatz. Die so erhaltenen Pulver wurden sowohl für die Isotopenanalysen (Rb-Sr und Sm-Nd) als auch für die RFA- und ICP-MS-Analytik der Haupt- und Spurenelemente verwendet.

**Mineralaufbereitung:** Das übrigbleibende Teilvolumen des zerkleinerten Gesteins wurde, wenn erforderlich, für unterschiedliche Mineralphasen aufbereitet. Die Menge des aufbereiteten Granulats richtete sich hierbei nach der zu erwartenden Häufigkeit des gesuchten Minerals (z.B. für Zirkon: 4-10 kg bei Inselbogen-Magmatiten und 20-30 kg bei Eklogiten). Das zerkleinerte Gestein wurde schonend mittels Walzenmühle (große Probenmengen) oder Scheibenschwingmühle mit WIDIA-Einsatz bzw. Edelmörser (kleine Probenmengen) weiter zerkleinert und anschließend in verschiedene Siebfractionen unterteilt. Um die unterschiedlichen Mineralphasen anzureichern, wurden Trennverfahren angewandt, welche Unterschiede in den physikalischen Eigenschaften der Minerale ausnutzen. Durch Separation der Siebfraction (<350 µm) mittels eines Naßschütteltisches ("WILFLEY") wurde eine Voranreicherung der Schwerminerale aufgrund ihrer Dichte erreicht. Dabei wird die Probe zusätzlich von den staubfeinen Bestandteilen getrennt. Wo der Einsatz eines Naßschütteltisches aufgrund der kleinen Probenmengen nicht unbedingt erforderlich war, wurden die staubfeinen Bestandteile abgeseiht (<40 µm). Die so erhaltene "Schwere"- und "Leichte"-Fraktion wurde mit Azeton gewaschen und dann getrocknet, um das Oxidieren möglicher Fe-haltiger Phasen (z.B. Magnetit, Pyrit) zu verhindern. Weiterhin wurden zur Trennung von Mineralphasen die Schwerentrennung (Bromoform und Dijodmethan), die Magnetscheidung (ferro-, para- und diamagnetische Minerale mittels "FRANTZ Isodynamic Separator"), das Abrollen von Mineralen auf Papier (Trennung plattig-tafeliger von runden Mineralen) und die elektrostatische Trennung (Phyllosilikate mittels elektrostatisch aufgeladenem Plexiglas) angewendet. Eine letzte Reinigung und die Herstellung von monomineralischen Präparaten fand durch Handverlesen unter dem Binokular statt.

Wo die beschriebenen Verfahren zu grob waren oder es wichtig war, die genau definierte Herkunft des Präparats zu bewahren (z.B. bei den Pegmatiten), wurden die Mineralpräparate unmittelbar aus dem Handstück mit Diamantsäge, Zange, Skalpell, Schere, Nadel und Pinzette herauspräpariert.

**Chemische Reinigung der Präparate (Isotopenverdünnungsmethode):** Die *Glimmer* konnten durch wiederholtes Ausreiben im Achatmörser unter Äthanol (p.a.) und folgendem Absieben (25 µm) von oftmals enthaltenen Einschlüssen und Anhaftungen befreit werden.

Besonders die für die Sm-Nd-Analytik herangezogenen Glimmerpräparate wurden danach einer zusätzlichen Reinigung (für 10 min in 2N HCl bei ca. 70 °C) unterzogen. Wie sich im Laufe dieser Arbeit zeigte, führte dieses "leachen" mit HCl bei den Phengiten zu einer Störung der Rb-Sr-Systematik. Phengitpräparate für die Rb-Sr-Analytik wurden deshalb nur mit H<sub>2</sub>O und Azeton im Ultraschallbad (jeweils 15 min) endgereinigt. Das Rb-Sr-System von Muskovit bzw. Biotit reagiert hingegen nicht ganz so sensibel auf HCl und erlaubt eine kurzzeitige Behandlung mit verdünnter, kalter HCl (für ca. 2 min in 1-1,5N HCl im Ultraschallbad) gefolgt von einer Behandlung mit H<sub>2</sub>O und Azeton bzw. Äthanol.

**Granat** wurde in HF angelöst ("leaching" in 10-20 %-iger HF, 15 min, bei ca. 40-50 °C, im Ultraschallbad) und nachfolgend ca. 5 min unter Ultraschall in H<sub>2</sub>O gewaschen, um Oberflächenkontaminationen zu beseitigen. Nach kurzer Kontrolle unter dem Stereomikroskop wurden sowohl einschlußreicher (poikiloblastischer) als auch idiomorpher, optisch einschlußfreier Granat im Achatmörser vorsichtig zerkleinert (ca. 40-10 µm), um die reaktive Oberfläche zu erhöhen. Der zerkleinerte Granat wurde abermals in HF angelöst ("leaching" unter denselben Parametern), anschließend bis zu 20 min in 2N HCl auf der Heizplatte gekocht und jeweils 30 min in H<sub>2</sub>O und Azeton gewaschen. Die Lösungen aus den zuvor beschriebenen Schritten wurden durch Abpipettieren vom Residuum getrennt und als Einschlußpräparat weiter analytisch behandelt (Waschprozedur in Anlehnung an ZHOU & HENSEN, 1995).

**Titanit** ("Sphene") wurde in ca. 50 °C warmer 2N HCl 20 min lang gewaschen und nachfolgend unter Azeton getrocknet. **Rutil** konnte nur durch mehrtägiges Kochen in konzentrierter HF auf der Heizplatte vollständig von Titanit getrennt werden und wurde nach dem Handverlesen jeweils für 15 min in 2N HCl, H<sub>2</sub>O und Azeton im Ultraschallbad gewaschen.

**Zirkon** wurde hauptsächlich von metamikten Kristallen und Kristallbereichen durch Abrasion befreit. Dazu wurden Zirkonpräparate in speziellen Zirkon-Abrasionseinrichtungen je nach Probe zwischen 45 und 90 min bei einem kontinuierlichen Druck von 0,4-0,5 atm abradert. Als Schutz vor zu starker mechanischer Wechselwirkung zwischen den einzelnen Zirkonkristallen, wurde jeweils die doppelte Menge an Pyritpulver zugegeben. Nach dem Abradieren und abermaligem Handverlesen wurde der Pyritfilm durch Waschen in HNO<sub>3</sub> (7N HNO<sub>3</sub>, bis gelbe NO<sub>2</sub>-Entwicklung abgeschlossen, bei ca. 50-70 °C auf Heizplatte und im Ultraschallbad) vollständig von den Zirkonkristallen entfernt. Nachfolgendes Waschen (jeweils 15 min lang) in H<sub>2</sub>O (1 mal) und Azeton (3-4 mal) erzeugt ein ultrareines, abradiertes Zirkonpräparat.

**Feldspat, Klinopyroxen und Glaukophan** wurden analog zu Muskovit, Phengit und Biotit (*Glimmer*) behandelt. Nähere Einzelheiten sind im Rahmen der Diskussion der Analysendaten beschrieben.

### A3.4.2 Reinheitsstufen der verwendeten Reagenzien

Es werden im wesentlichen 4 Reinheitsstufen unterschieden (Tab. A3.4.1):

**Tabelle A3.4.1: Reinheitsstufen der Reagenzien (modifiziert nach GLODNY, 1997)**

Stufen	HF	HCl	HNO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	HBr	H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	HClO <sub>4</sub>	Azeton	Äthanol
I	-	-	-	ion	-	-	-	-	-
II	-	p.a.	p.a.	-	-	-	-	p.a.	p.a.
III	p.a.	QD	QD	MQ	sp	sp	sp	-	-
IV	OD	QD	OD	MQ	OD	-	-	OD	

**Anmerkungen:** ion – Deionisation im Ionenaustauscher, p.a. – pro analysi, sp – suprapur, QD – Destillation in Quarzglasdestille, MQ – “Milli-Q<sup>®</sup>“-Ionenaustauscher, OD – Oberflächendestillation (2-Flaschen-Destillation [“non-boiling distillation”], MATTINSON, 1971)

Generell wurden für Wasch- und Reinigungsschritte Chemikalien der Stufen II und III verwendet. Eine Ausnahme bildete der abschließende Waschgang mit Azeton (IV) bei den abraderten Zirkonen, bei Rutil und Titanit. Für den chemischen Aufschluß und die säulenchromatographische Trennung der Elemente wurden für die Rb-Sr-Analytik Reagenzien (III) und für die U-Pb-Analytik Chemikalien (IV) verwendet.

### A3.4.3. Chemischer Aufschluß und Säulenchromatographie

**Rb-Sr-Analytik:** Gesamtgesteinspulver (50-150 mg) sowie Mineralpräparate (1-740 mg) wurden in Savillex-PTFE<sup>®</sup>-Bechern eingewogen und mit einem geeigneten <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr-Mischspike versetzt. Aufgeschlossen wurden die Proben wie folgt:

- 1) Zugabe von einem HF-HNO<sub>3</sub>-Säurengemisch im Mengenverhältnis 5:1 (min. 24 h bis zu einigen Tagen bei ca. 90-120 °C auf der Heizplatte in einer Reinstluftbank (CAB – “clean air banch”);
- 2) Abrauchen und erneute Aufnahme in 6N HCl (min. 5 h bei 120 °C auf der Heizplatte in der CAB lösen lassen);
- 3) erneutes Abrauchen und Aufnahme in 1-3 ml 2,5N HCl (min. 2 h beim Erkalten vollständig homogenisieren lassen);
- 4) nach dem Abzentrifugieren (ca. 10 min) ist die Lösung bereit für die elutionschromatographische Trennung von Rb und Sr.

Getrennt wurde in Quarzglassäulen (“Säulenchromatographie”), die mit ca. 5 ml Kationenaustauscherharz (DOWEX AG 50 W\*8, 200-400 mesh) als Absorbens gefüllt war. Das Harz wurde mit 2,5N HCl konditioniert und Rb bzw. Sr wurden in einer Bandelution durch sukzessives Hinzufügen von 2,5N-HCl-Aliquots abgetrennt. Bei sehr Rb-reichen Mineralen (Glimmer, besonders pegmatitische Muskovite) wurde Sr in einem zweiten Säulengang nachgereinigt (isobare Interferenzen, siehe Abschnitt A3.4.5). Durch 2-malige Zugabe von 6N HCl

wurde das Harz gereinigt und nach einer Neukonditionierung konnte die Säulenfüllung wiederverwendet werden.

**Sm-Nd-Analytik:** Gesamtgesteinspulver (100-450 mg) und Mineralpräparate (30-740 mg) wurden in Savillex-PTFE<sup>®</sup>-Bechern eingewogen und mit einem <sup>149</sup>Sm/<sup>146</sup>Nd-Mischspike versetzt. Bei den eingedampften Rückständen des Säuregemisches aus dem Granat-Lösungsvorgang (*“leaching”*) wurde auf die Einwaage und somit auf eine Konzentrationsbestimmung verzichtet. Für die meisten Mineralphasen entspricht das Aufschlußverfahren dem für die Rb-Sr-Analytik. Für Gesamtgesteinsanalysen und Granat wurde jedoch ein 2-Stufen-Aufschluß angewandt, um die vollständige Lösung aller, auch residualer Komponenten zu gewährleisten. Der 2-Stufen-Aufschluß ist wie folgt zu beschreiben:

- 1) Zugabe von einem HF-HNO<sub>3</sub>-Säuregemisch im Mengenverhältnis 5:1 (min. 24 h bis zu 2 Tagen bei ca. 90-120 °C auf der Heizplatte in der CAB);
- 2) Abkühlen, Einengen und Umfüllen der restlichen 2-3 Tropfen in Teflon PFA<sup>®</sup>-Autoklaveinsätze (Savillex-PTFE<sup>®</sup>-Becher mit HF-HNO<sub>3</sub> mehrmals spülen);
- 3) Autoklaveinsätze in Krogh-Teflon<sup>®</sup>-Bomben 2-4 Tage bei ca. 180-200 °C in den Heizschrank geben;
- 4) Abkühlen und erneutes Umfüllen in die Savillex-PTFE<sup>®</sup>-Becher (Autoklaveinsätze mit HF-HNO<sub>3</sub> mehrmals spülen);
- 5) unter speziellem *“Naßfilter”*-Abzug mit einem Spritzer Perchlorsäure (HClO<sub>4</sub>) versetzen und (langsam beginnend) eindampfen lassen;
- 6) dann weiter mit Punkt 2, 3 und 4 (*Rb-Sr-Analytik*).

Um eine Voranreicherung der Seltenerdelemente zu erreichen, wurden die Proben analog zur Rb-Sr-Analytik in 2,5N HCl von dem größten Teil der Matrix befreit und anschließend mit 6N HCl eluiert. Die Auftrennung des Seltenerdkonzentrats in Sm und Nd erfolgte in Anlehnung an das Verfahren nach RICHARD et al. (1976). Dazu wurde das eingedampfte Konzentrat in 200 µl 0,17N HCl aufgenommen und elutionschromatographisch in Quarzglassäulen getrennt. Dabei fungierte an Polychlortrifluorethylen (KEL-F) absorbierte Di-(2-ethylhexyl)-orthophosphorsäure (HDEHP) als Absorptionsmedium. Sm wurde mit 0,4N HCl und Nd mit 0,17N HCl eluiert.

**U-Pb-Analytik:** Es kamen im wesentlichen 4 verschiedene Schemata der U-Pb-Analytik zur Anwendung, die wie folgt umschrieben werden können:

- [A] Ionenaustauschchromatographie mit HCl-Chemie unter Abtrennung von IC- und ID-Aliquots  $\Rightarrow$  Zirkon [(Zr,Hf)SiO<sub>4</sub>];
- [B] Ionenaustauschchromatographie mit HCl-Chemie ohne Abtrennung von IC- und ID-Aliquots  $\Rightarrow$  Zirkon [(Zr,Hf)SiO<sub>4</sub>];
- [C] Ionenaustauschchromatographie mit HBr-Chemie  $\Rightarrow$  Titanit [(Ca,Ti)(O/SiO<sub>4</sub>)], Rutil [TiO<sub>2</sub>] und Phengit [K(Fe,Mg)Al((OH,F)<sub>2</sub>/(Al,Si)Si<sub>3</sub>O<sub>10</sub>)];
- [D] Einzelzirkon-Analytik.

[zu A]: Das Aufschluß- und Abtrennverfahren geschah weitestgehend nach KROGH (1973). Nicht abradierte Zirkonfraktionen (0,5-1,0 mg) wurden nach dem Wiegen in Teflon PFA<sup>®</sup>-Autoklaveinsätze überführt und mit 24N HF versetzt. Der Druckaufschluß wurde in Stahl-Autoklaven (Krogh-Teflon<sup>®</sup>-Bomben) bei ca. 180-200 °C durchgeführt. Die vollständige Zersetzung der Zirkone dauert in der Regel bis zu 7 Tage, kann aber insbesondere bei eklogitfaziellen (rekristallisierten) Zirkonen auch einige Wochen in Anspruch nehmen. Nach dem Eindampfen der Lösung wurde der Rückstand mit 6N HCl aufgenommen und nochmals in den Stahl-Autoklaven 24 h lang bei 180-200 °C gelöst. Die Probenlösung wurde dann etwa im Verhältnis 1:2 geteilt. Das kleinere Teilvolumen (ID-Aliquot) wurde mit einem <sup>235</sup>U/<sup>208</sup>Pb-Mischspike versetzt, wogegen die größere Teilmenge (IC-Aliquot) ohne Spikezugabe weiter behandelt wurde. U und Pb wurden dann mittels Ionenaustauschchromatographie (Stufenextraktion) voneinander getrennt. Hierbei fanden mit Anionenaustauscherharz (DOWEX AG 1x8 100-200 mesh) gefüllte 500 µl Teflonsäulen Verwendung. Zuerst wurde dabei hauptsächlich Zr und Hf mit 2N oder 3N HCl ausgewaschen und dann stufenweise Pb mit 6N HCl und U mit H<sub>2</sub>O extrahiert. Die Pb-IC- und Pb-ID-Aliquots wurden dem gleichen Prinzip folgend in 100- µl-Teflonsäulen nachgereinigt.

[zu B]: Das Aufschlußverfahren unterscheidet sich generell nicht von dem in [A] beschriebenen. Eine Ausnahme stellt die Zugabe von ca. 30 mg eines <sup>233</sup>U/<sup>205</sup>Pb-Mischspikes vor dem Aufschuß in Stahl-Autoklaven dar. Da es sich hierbei um einen synthetischen U/Pb-Mischspike handelt, kann auf das ungespikete IC-Aliquot zur Bestimmung der isotopischen Zusammensetzung und somit auch auf das Aufsplitten in Teilmengen verzichtet werden. Dadurch vereinfacht sich auch die Abtrennung von U und Pb mittels Ionenaustauschchromatographie. Abweichend zu [A], wurde (wegen geringer zu erwartender Konzentrationen) nur je ein Säulengang (100 µl Säulen) durchgeführt.

[zu C]: Das Aufschlußverfahren wurde analog zu [B] durchgeführt. Allerdings wurden Phengit in Savillex-PTFE<sup>®</sup>-Bechern, Rutil und Titanit hingegen in verschraubbaren Teflon PFA<sup>®</sup>-Bechern innerhalb von Parr<sup>®</sup>-Bomben aufgeschlossen. Auch hier wurde die Probe vor dem Aufschluß mit ca. 30 mg <sup>233</sup>U/<sup>205</sup>Pb-Mischspike versetzt. Die Ionenaustauschchromatographie wurde jedoch in Anlehnung an die in MEZGER et al. (1991) und BOUNDY et al. (1997) beschriebene Methodik durchgeführt. Sie fand in harzgefüllten (DOWEX AG 1x8 100-200 mesh) 100 µl Teflonsäulen statt, die zuvor in 1N HBr equilibriert wurden. Die Probe

wurde in 3N HCl gelöst und geladen. In einem 1. Schritt wurde die U-haltige Matrix mit HBr und Pb mit 6N HCl extrahiert, wobei Pb so lange in gleicher Weise nachgereinigt wurde bis es sauber war, d.h. bis kein Niederschlag beim Eindampfen mehr ausfiel. Zum Eindampfen wurden die abgefangenen U- und Pb-Lösungen mit 6N HCl versetzt, um ein Abrauchen von Br<sub>2</sub> zu forcieren. In einem 2. Schritt wurde die eingedampfte U-haltige Matrix mit 200 µl 6N HCl aufgenommen und abermals auf die Säulen gegeben. Störelemente wurden dann in zwei Schritten mit 6N HCl und 6N HNO<sub>3</sub> ausgewaschen und U anschließend mit H<sub>2</sub>O extrahiert. Bei den Phengiten wurde auf das Abfangen des U verzichtet.

**[zu D]:** Zirkon-Einzelkristall-Analysen wurden in Anlehnung an die in WENDT & TODT (1991) beschriebene Verfahrensweise durchgeführt. Es wurden dazu die in die Krogh-Teflon<sup>®</sup>-Bomben passenden Autoklaveinsätze so modifiziert, daß sich in der Regel 6 kleine Bohrungen (2-4 mm x 2 mm Ø) um 1 größere Bohrung im Stempel des Deckels der Autoklaveinsätze gruppierten. Nach entsprechender Reinigung wurden die 6 kleinen Bohrungen zuerst mit je 1 bis zu 5 Zirkonkristallen einer Probe und danach mit 2 µl 24N HF aufgefüllt. Auch die als Säurereservoir dienende größere Zentralbohrung ("HF-Dampfaufschlußmethode") wurde mit 24N HF randvoll gefüllt. Der nun auf dem Kopf stehende Autoklaveinsatz wurde vorsichtig in die Krogh-Teflon<sup>®</sup>-Bombe gebracht und die Bombe nur handfest verschlossen. Die Zirkone wurden so innerhalb einiger Tage bis zu einigen Wochen bei max. 180 °C (nicht höher) im Heizschrank aufgeschlossen. Nach dem Abkühlen und darauffolgendem Abrauchen der HF bei ca. 90-100 °C auf einer Heizplatte in der CAB wurden die Zirkone einzeln mit je 2 µl des <sup>233</sup>U/<sup>205</sup>Pb-Mischspikes versetzt. Die 6 Proben-Bohrungen wurden nach dem Eintrocknen des Spikes mit 2 µl 6N HCl aufgefüllt. Zur besseren Homogenisierung von Spike und Probe wurden sie abermals für ca. 24 h in Krogh-Teflon<sup>®</sup>-Bomben bei 180 °C im Heizschrank aufgeschlossen. Nach einem letztmaligen Abkühlen und darauffolgendem Abrauchen der HCl bei ca. 90-100 °C auf einer Heizplatte in der CAB waren die Proben bereit für die massenspektrometrische Analyse. Im Gegensatz zu den in [A-C] beschriebenen Verfahren wurde hier aufgrund der extrem kleinen Probenmenge auf eine Abtrennung von U und Pb von der Kristallmatrix über Ionenaustauschchromatographie verzichtet, die Probe wurde komplett, mit allen möglichen Störelementen, massenspektrometrisch analysiert. Dies beeinträchtigt zu einem gewissen Grad das Ionisationsverhalten der U- und Pb-Isotope. Deshalb gilt die Anzahl von bis zu 5 Einzelkristallen pro Analyse als Obergrenze.

#### A3.4.4. Massenspektrometrische Analytik

Im Rahmen dieser Arbeit standen zur Bestimmung von Isotopenverhältnissen zur Verfügung prinzipiell Thermionen-Massenspektrometer (TIMS) im Zentrallaboratorium der DFG in Münster. Bei diesen Geräten werden durch thermische Oberflächenionisation emittierte Ionen in einem Hochspannungsfeld (je nach spezifischer Masse) beschleunigt. Durch ein homogenes elektromagnetisches Sektorfeld besteht die Möglichkeit, diese zu fokussieren und zu einem "Ionenstrahl" zu bündeln. Dieser kann, da er Ionen gleicher kinetischer Energie, aber unterschiedlicher Massen besitzt, in einem starken Magnetfeld durch unterschiedliche Ablenkung nach der Masse aufgespalten werden. Die Intensität dieser "Masse"-Strahlen kann dann durch adäquate Detektorensysteme als "Ionenstrom" gemessen werden.

Ein *Einzelkollektor-TIMS (TELEDYNE SS 1290)* wurde zur Blindwertbestimmung (Rb, Sr, Sm, Nd und Pb) aber auch für Rb-Messungen genutzt. Rb und Sr wurden deshalb auf separaten Geräten bestimmt, um einen möglichen Memory-Effekt durch Rb zu vermeiden. Bei diesem sequentiellen Meßverfahren werden durch das Verändern des Magnetfeldes die einzelnen Ionenstrahlen nacheinander in den fixierten Faraday-Kollektor gelenkt. Voraussetzung hierfür ist allerdings ein sehr stabiler Ionenstrahl, um durch Interpolation der Intensitäten der Ionenströme die Isotopenverhältnisse berechnen zu können.

Die Isotopenverhältnisse von U, Pb, Sm, Nd und Sr wurden auf einem *Multikollektor-TIMS (VG Sector 54)* bestimmt. Wie der Name schon sagt, handelt es sich hierbei um ein Mehrkanal-Analysatorsystem (8-9 Faraday-Kollektoren und wahlweise 1 Ionenzähler). Dieser Ionenzähler, auch Daly genannt, kann für den in axialer Position befindlichen Faraday-Kollektor eingesetzt werden und arbeitet nach dem Prinzip eines Sekundärelektronenvervielfachers bei Verstärkungsfaktoren von 75-85.

Aufgrund der extrem geringen Intensitäten bei den Pb und U-Messungen an Einzelzirkonproben wurde auch hier sequentiell mit dem Ionenzähler gemessen. Aber auch bei manchen Pb-Messungen an Zirkonfraktionen (mehrere hundert Kristalle) erforderten die geringen Intensitäten ein sequentielles Meßverfahren unter Verwendung des Ionenzählers.

Für Pb-Messungen mit höheren Intensitäten und die U-Messungen, sowie für die Sm-Messungen wurde ein statisches Meßverfahren gewählt, wobei bei den Pb-Messungen zur Bestimmung der niedrigen  $^{204}\text{Pb}$ -Ionenströme in der Regel auf den Ionenzähler zurückgegriffen wurde. Bei einem statischen Meßverfahren wird jedes Isotop von je einem (bestimmten) Kollektor gemessen. Besonders bei Messungen mit dem Ionenzähler kann es jedoch zu Schwankungen im Verstärkungsfaktor kommen. Es wurde versucht, diese Schwankungen durch häufige sogenannte "Gain-Calibrations" bzw. "Daly-Gain-Calibrations" hinreichend genau zu bestimmen.

Um möglichst genaue und verlässliche Werte der isotopischen Zusammensetzung von Sr und Nd zu erhalten, fand ein dynamisches Meßverfahren Anwendung. Dabei wird mit einem veränderlichen Magnetfeld in der Art und Weise gearbeitet, daß während zwei oder mehr

aufeinanderfolgenden Meßzyklen der Ionenstrahl eines Isotops von einem zum jeweils nächsten Detektor springt und so das Massenspektrum des Elements aufgenommen wird. Das ist nur sinnvoll, wenn das Element drei oder mehr natürliche Isotope besitzt und eine Normalisierung der Isotopenverhältnisse möglich ist, wenn also wenigstens ein Isotopenverhältnis zeitlich konstant ist und als bekannt gilt. Tabelle A3.4.2 gibt einen zusammenfassenden Überblick über die Meßbedingungen.

**Tabelle A3.4.2: Meßbedingungen bei TIMS-Messungen (modifiziert nach GLODNY, 1997)**

Messung	Ionen- quelle	Ladeflüssigkeit bzw. -technik	Filament- material	ungefähre Temperatur [°C]	Meß- verfahren	Ionen- zähler
<b>Rb</b>	2-Band	H <sub>2</sub> O	Ta	1400	sequentiell	nein
<b>Sr</b> (bei hohen Konzentrationen)	1-Band	H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub>	Ta	variabel	dynamisch	nein
<b>Sr</b> (bei geringen Konzentrationen)	1-Band	TaF <sub>5</sub> -6N HCl-TaF <sub>5</sub> ("sandwich")	W	variabel	dynamisch	nein
<b>Sm</b>	3-Band	6N HCl	Re	variabel	statisch	nein
<b>Nd</b>	3-Band	6N HCl	Re	variabel	dynamisch	nein
<b>U</b>	1-Band	H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> +Silicagel	Re	1350-1500	statisch	nein
<b>Pb</b>	1-Band	H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> +Silicagel	Re	1250-1350	statisch/ sequentiell	teil- weise
<b>Pb und U</b> (Einzelzirkon)	1-Band	Probe in 6N HCl direkt in Tropfen (H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> /Silicagel)	Re	Pb: 1250-1400 U: 1400-1500	sequentiell	ja

### A3.4.5. Auf die Meßwerte angewendete Korrekturen

Bei der Datenverarbeitung der Rb-, Sr-, Sm-, Nd-, U- und Pb-Messungen wurden auf die gemessenen Isotopenverhältnisse folgende Korrekturen angewandt, um Werte zu bestimmen, die näher an den "wahren" Isotopenverhältnissen liegen.

**Korrektur isobarer Interferenzen:** Besitzen Nuklide mit unterschiedlichen Ordnungszahlen Atomkerne mit gleichen Massen, können diese massenspektrometrisch nicht unterschieden werden – es kommt zu Überlagerungseffekten von verschiedenen Isotopen gleicher Massen. Für <sup>87</sup>Sr konnte, da die isotopische Zusammensetzung des Rb aus den Rb-Messungen bekannt war und die Intensität des <sup>85</sup>Rb simultan mitgemessen werden konnte, die Intensität gegen die isobare Überlagerung durch <sup>87</sup>Rb korrigiert werden. Dies geschah nach der Formel:

$$I [^{87}\text{Sr}] = I [\text{Masse } 87]_{\text{gemessen}} - I [^{85}\text{Rb}]_{\text{gemessen}} * (^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb});$$

wobei I der Intensität des Ionenstroms entspricht.

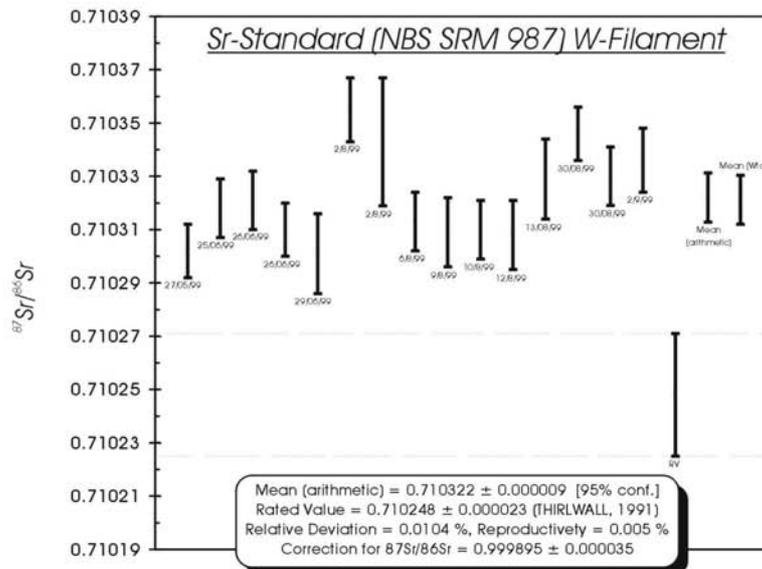
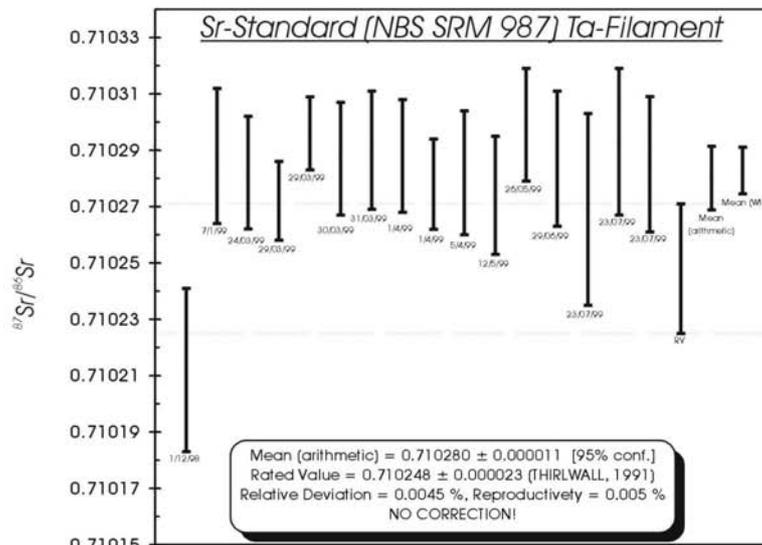
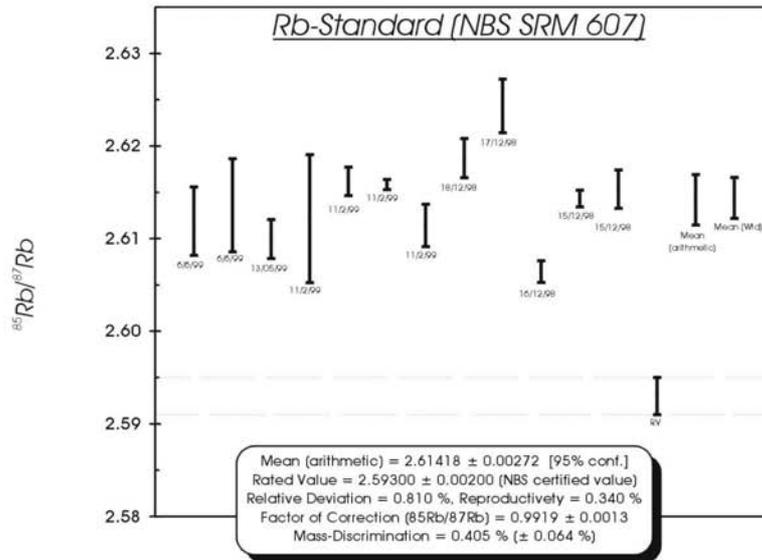
Anderen denkbaren Masseninterferenzen, wie z.B. zwischen  $^{154}\text{Sm} - ^{154}\text{Gd}$ ,  $^{148}\text{Sm} - ^{148}\text{Nd}$ ,  $^{142}\text{Ce} - ^{142}\text{Nd}$ ,  $^{206}\text{Pb} - ^{206}\text{Tl}$ ,  $^{207}\text{Pb} - ^{207}\text{Tl}$ ,  $^{208}\text{Pb} - ^{208}\text{Tl}$ , wurde versucht, durch möglichst genaues Abgreifen und Nachreinigen des betreffenden Elements bei der chromatographischen Trennung entgegenzuwirken. Außerdem wurde darauf geachtet, daß bei Pb-Messungen die in Tabelle A3.3.2 angegebenen Untergrenze der Ionisationstemperatur eingehalten wird. Eine subsequente Korrektur der Isotopenverhältnisse dieser Elemente ist so gut wie unmöglich und stellt eine systematische Fehlerquelle dar.

**Korrektur der Massenfraktionierung und Massendiskriminierung:** Während der thermischen Anregung kommt es in der Ionisationsquelle aufgrund unterschiedlicher Massen der Isotope eines Elements zur schnelleren Verarmung an leichteren Massen – eine Fraktionierung setzt ein. Bei diesem Prozeß, der sogenannten Massenfraktionierung, hängt die Größe des Effekts von der relativen Massendifferenz der Elemente untereinander ab.

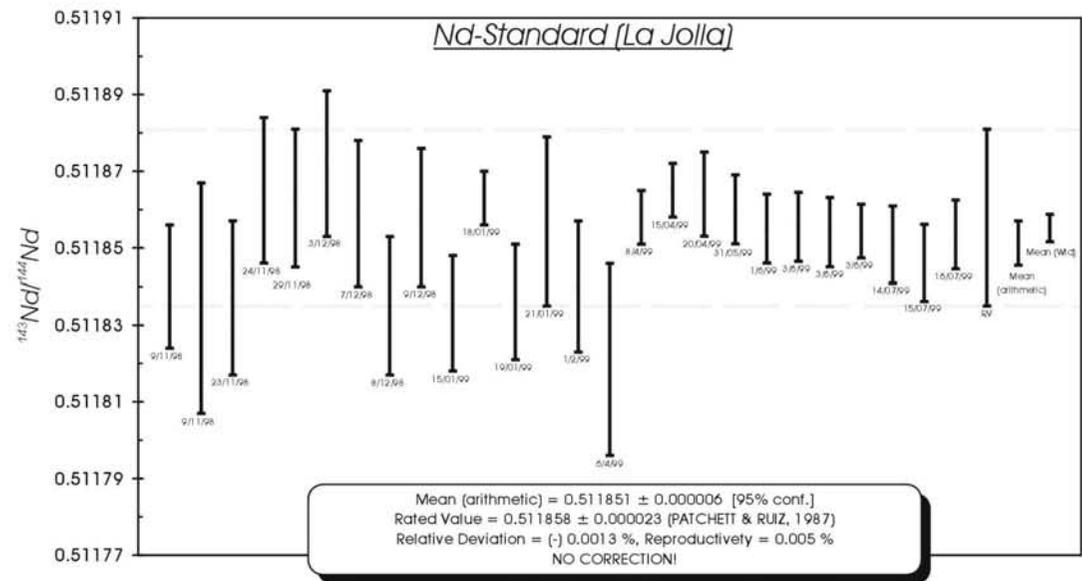
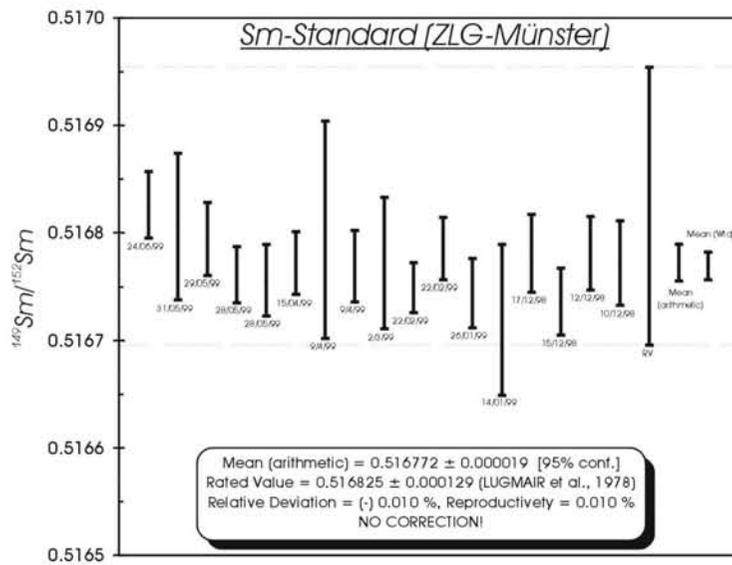
Außerdem kann es zu einer gerätespezifischen Massendiskriminierung beim Meßvorgang kommen. Um diese korrigieren zu können, werden routinemäßig Isotopenstandards gemessen und statistisch ausgewertet.

Die Massendiskriminierung bei den **Rb**-, **U**- und **Pb**-Isotopenmessungen wurde über einen Faktor (*“Mass-Discrimination”* – vgl. Abb. A3.1-9) korrigiert, der sich als Quotient aus dem *“wahren”* und dem gemessenen Isotopenverhältnis von Standardreferenzmaterialien berechnet. Das *“wahre”* Isotopenverhältnis, der sogenannte Sollwert (*“rated value”*) entspricht hier den vom Hersteller angegebenen bzw. international publizierten Werten. Zur Korrektur der Pb-Messungen wurde aus den Korrekturwerten der drei Pb-Verhältnisse ein Wert für die Fraktionierungskorrektur bestimmt, der bei 0,099 % (Faraday-Kollektor) bzw. 0,114 % (Daly-Kollektor) liegt. Der Fehler dieser Angaben liegt in der Größenordnung von 0,021 % (Faraday-Kollektor) und 0,084 % (Daly-Kollektor). Rb wurde zusätzlich durch eine *“within-run”*-Fraktionierung (lineare Extrapolation der Daten auf den Beginn der Fraktionierung) korrigiert.

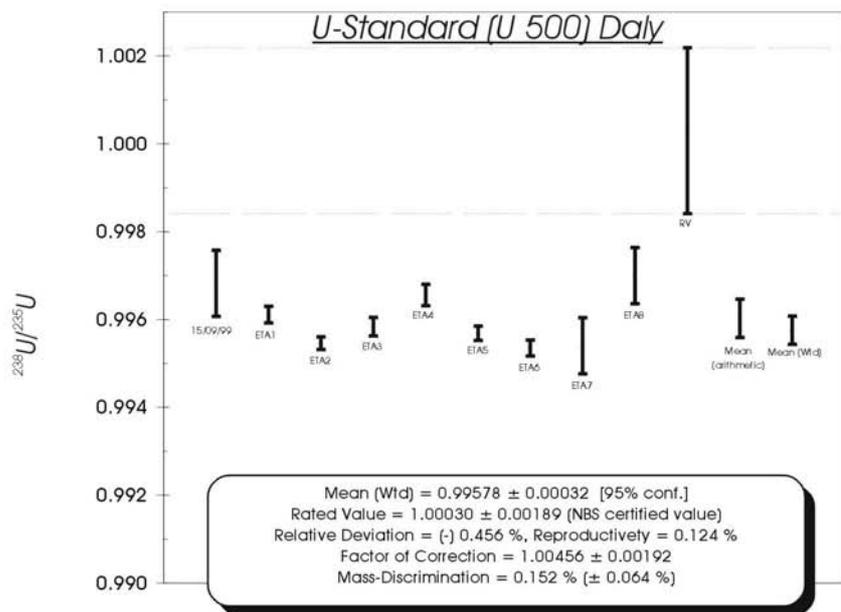
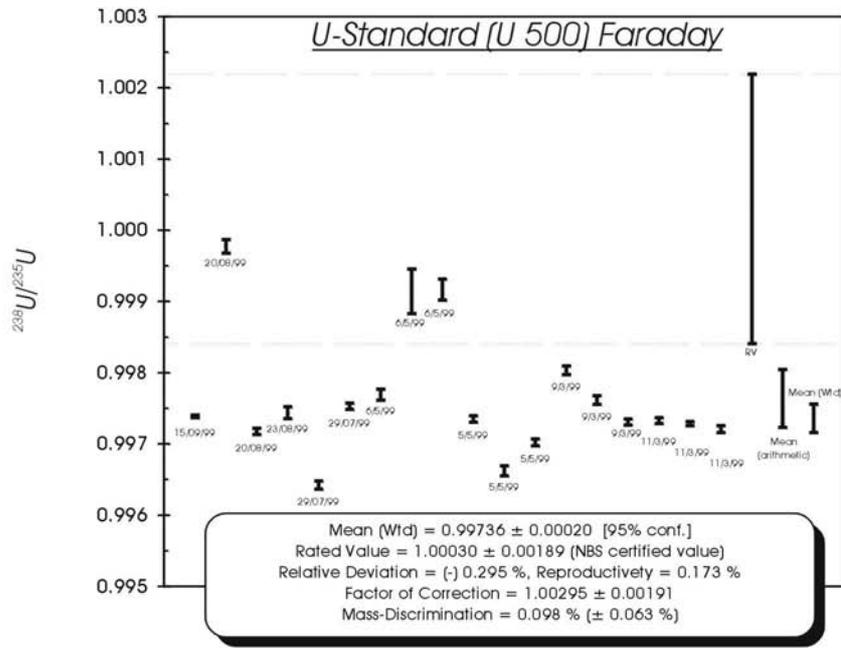
Standardmessungen, Mittelwerte, Sollwerte, Korrekturfaktoren, Werte für die Massendiskriminierung pro atomarer Masseneinheit, sowie relative Abweichungen und Reproduzierbarkeiten aller gemessenen Standardreferenzmaterialien sind in den Abbildungen A3.4.1-9 dargestellt.



Abbildungen A3.1-3: Rb-Standard (NBS SRM 607) und Sr-Standard (NBS SRM 987), Ta- und W-Filament



Abbildungen A3.4-5: Sm-Standard (ZLG-Münster) und Nd-Standard (LaJolla)



Abbildungen A3.6-7: U-Standard (U500), Faraday- und Daly-Detektor

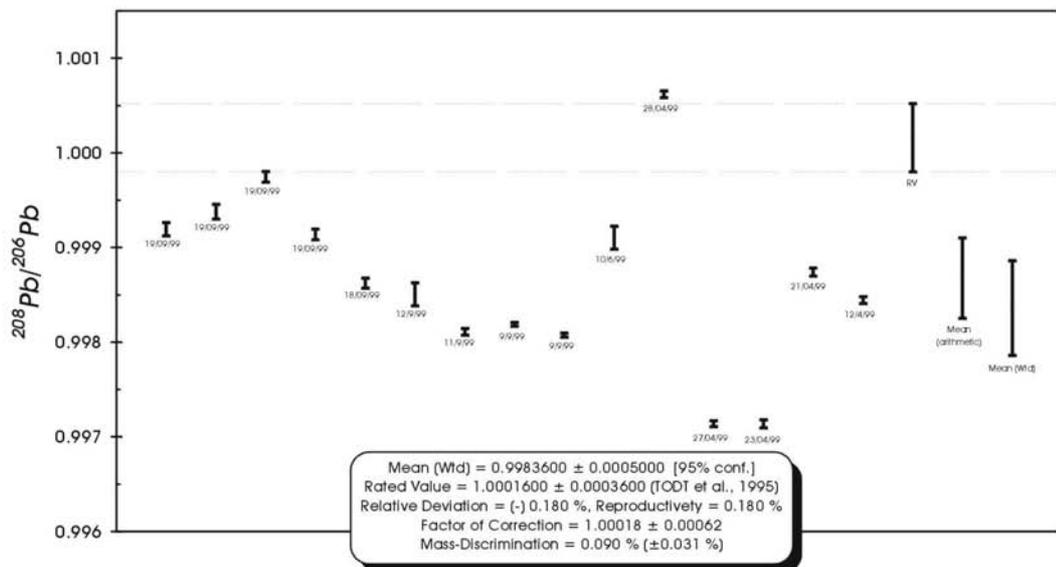
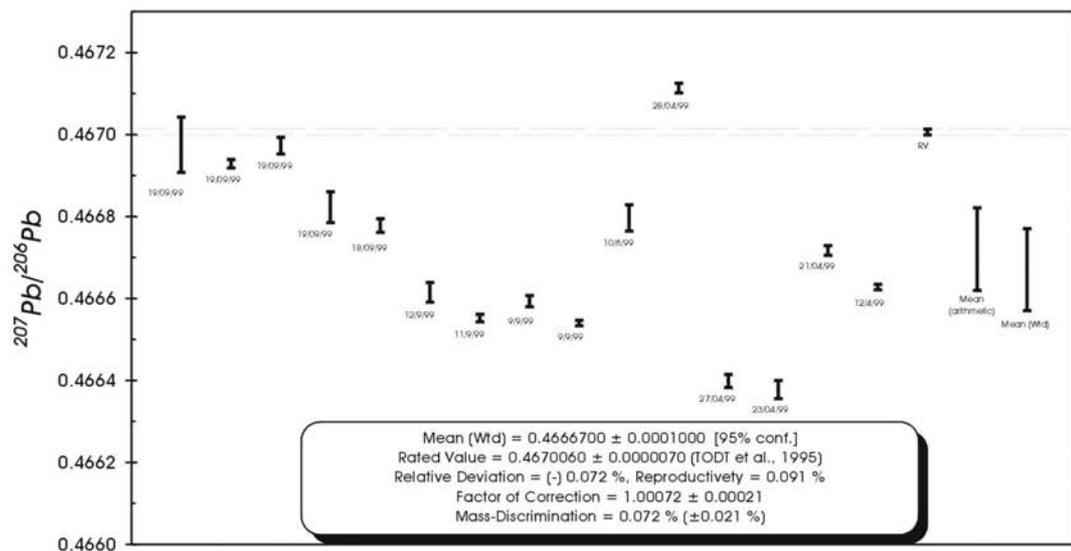
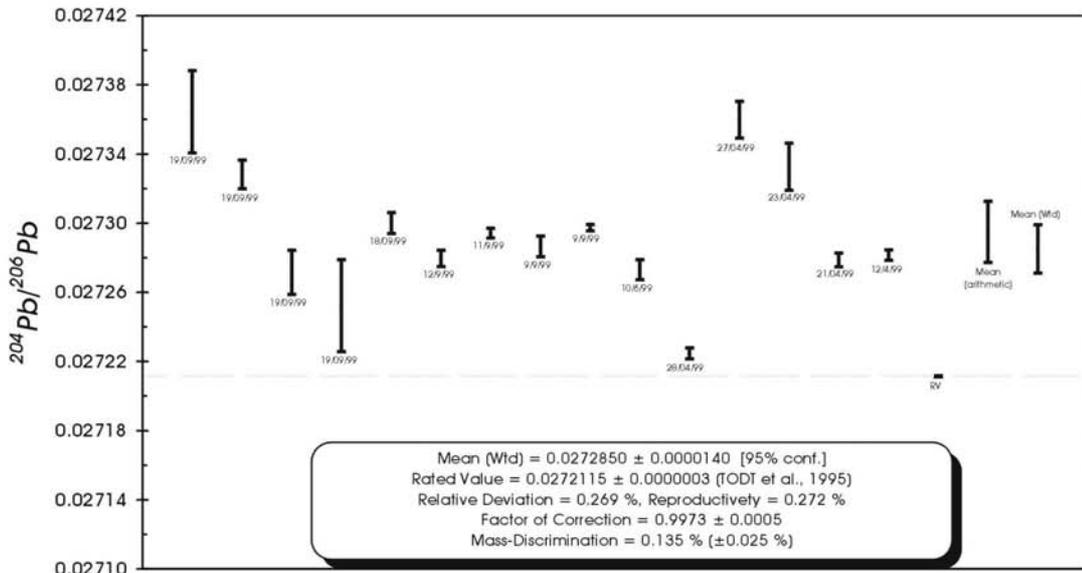


Abbildung A3.8: Pb-Standard (NBS SRM 982), Faraday-Detektor

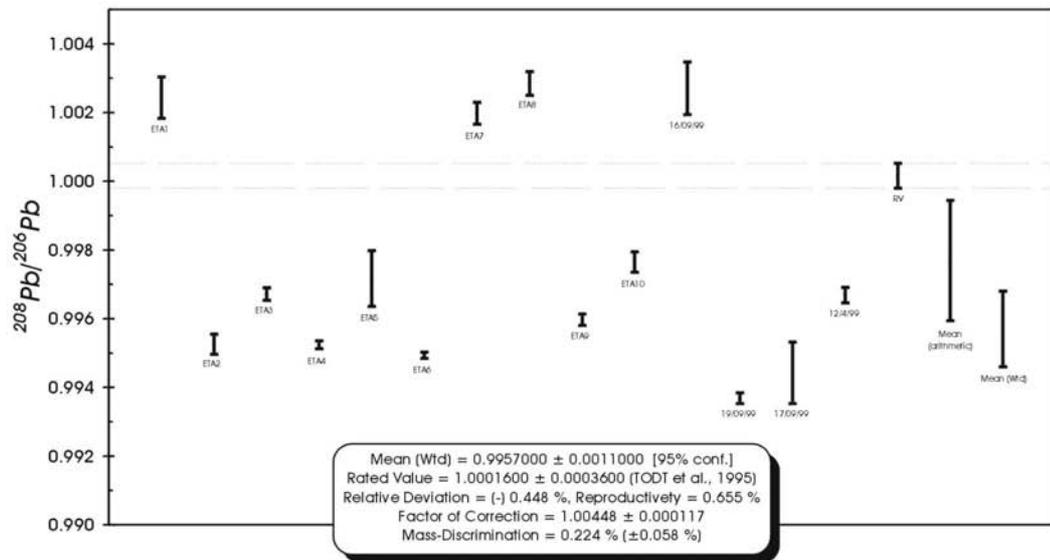
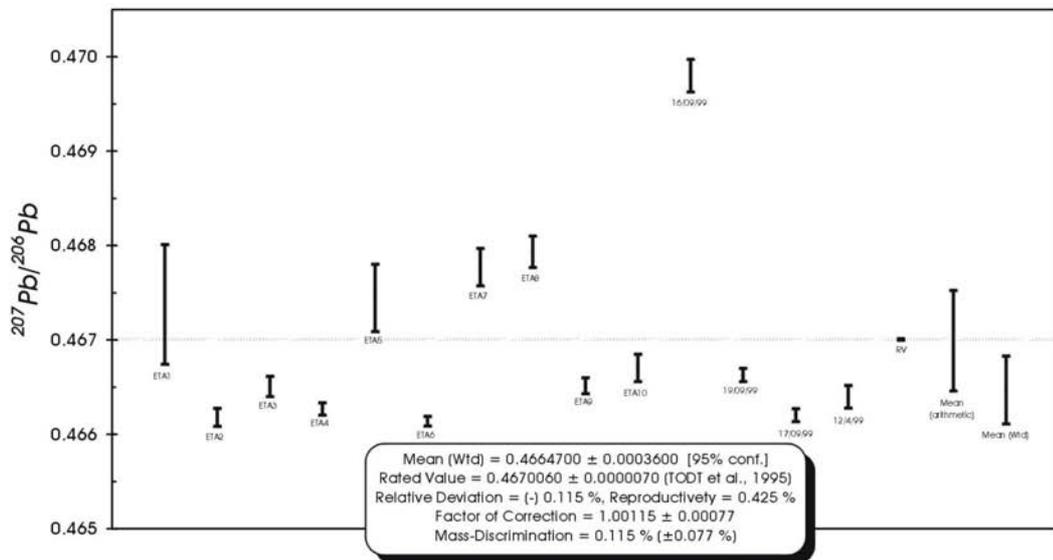
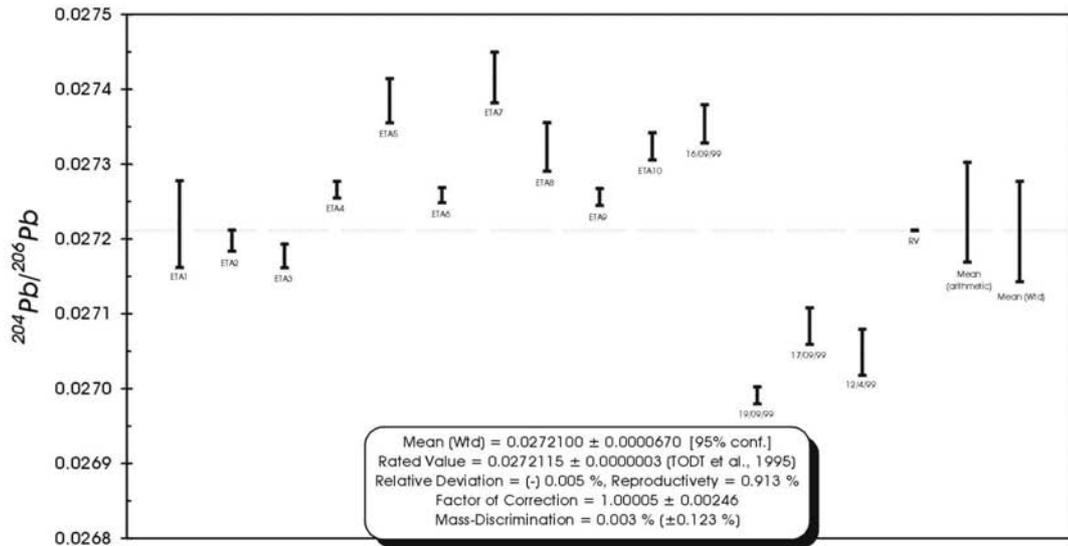


Abbildung A3.9: Pb-Standard (NBS SRM 982), Daly-Detektor

Da die Ergebnisse der Standardmessungen für U und Pb oft stark streuen, wurde hier anstelle des arithmetischen Mittels ein nur nach den Einzelfehlern gewichteter Mittelwert über ISOPLOT`99 von LUDWIG (1999) berechnet. Die  $2\sigma$ -Fehler der Mittelwerte sind korrekt nach statistischen Verfahren ermittelt, jedoch mögen sie in der Realität (zum Teil stark schwankende Meßergebnisse) um einiges größer sein. GLODNY (1997) gibt als Schätzwert des Mittelwert-Fehlers die doppelte Standardabweichung der Einzelmessungen an.

Hat ein Element drei oder mehr Isotope von deren Isotopenverhältnissen mindestens eines als zeitlich invariabel angesehen werden kann, so kann die Massenfraktionierung durch die Normierung der Isotopenverhältnisse auf ein als "wahr" angesehenes Isotopenverhältnis korrigiert werden. Dabei wird entweder angenommen, daß sich die Fraktionierung proportional zur relativen Massendifferenz entwickelt (lineare Fraktionierungskorrektur) oder daß die Fraktionierungskurve exponentiell verläuft (exponentielle Fraktionierungskorrektur). Für *Sr*, *Nd* und *Sm* wurde jeweils eine solche exponentielle Fraktionierungskorrektur (im Sinne v. RUSSEL et al., 1978; WASSERBURG et al., 1981) durchgeführt. Zur Normalisierung verwendete Isotopenverhältnisse stammen für Sr aus STEIGER & JÄGER (1977), für Nd aus PATCHETT & RUIZ (1987) und für Sm aus LUGMAIR et al. (1978). Eine zusätzliche Korrektur auf den Isotopiendatumsstandard-Sollwert mußte nur bei den auf W-Bändchen gemessenen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen vorgenommen werden (vgl. Abb. A3.4.1-3).

**Blindwertkorrektur:** Während des Analysenganges kann es zur Probenkontamination (Verfälschung der Isotopie der Probe durch Einschleppung einer Menge des zu bestimmenden Elements mit andersartiger Isotopie) kommen. Um dies korrigieren zu können, werden pro Analysengang ein oder mehrere Gesamtblindwerte ("total blanks") gemessen, die analog den Probenaufschlüssen behandelt werden. Während der analytischen Arbeiten wurden folgende Gesamtblindwerte bestimmt (Tabelle A3.4.3):

**Tabelle A3.4.3: Total Blanks für Rb-Sr-, Sm-Nd- und U-Pb-Analytik**

Rb-Blank [ng]	Sr-Blank [ng]	Sm-Blank [ng]	Nd-Blank [ng]	Pb-Blank [ng]	U-Blank [ng]
0,007	0,148	0,070	0,101	0,123 (*)	-
0,005	0,075	0,054	0,013	0,083 (+)	-
0,007	0,024	0,053	0,081	0,092 (+)	-
0,008	0,091	0,037	0,058	0,055 (x)	-
0,050	0,084	-	-	-	-
<i>Mittelwerte</i>					
0,015	0,084	0,053	0,063	-	-

*Erläuterungen:* (\*) – Zirkonaufschluß in Krogh-Teflon<sup>®</sup>-Bomben und HCl-Chemie, (+) – Phengitaufschluß in Savillex-PTFE<sup>®</sup>-Bechern und (x) – Titanit-/Rutilaufschluß in verschraubbaren Teflon PFA<sup>®</sup>-Bechern innerhalb von Parr<sup>®</sup>-Bomben

U-Blindwertbestimmungen wurden in der Regel nicht durchgeführt, da diese generell niedriger als die gemessenen Pb-Blindwerte ausfallen (KALT, 1991). Die Blindwertkorrektur (bei weitaus höheren U- als Pb-Konzentrationen der Proben) fällt somit beim U nicht so stark ins Gewicht, wie es bei Pb möglich ist.

Exemplarisch sind für konventionelle U-Pb-Methoden, d.h. für die drei angewandten Aufschlußverfahren und die nachfolgende HCl- bzw. HBr- Säulenchromatographie, **Pb**-Blindwerte ermittelt worden. Hieraus und aus laborinternen Erfahrungswerten wurden für Pb Blindwerte von 0,14 bis 0,05 ng (Zirkon) angenommen, die weitestgehend mit den theoretisch möglichen Maximalblanks (aus mathematischer Auswertung ermittelbar) übereinstimmen. Für Titanit sind aufgrund der geringeren Säuremenge, die bei diesem Aufschlußverfahren zum Einsatz kam, ähnliche bzw. eher niedrigere Blindwerte als für Zirkon anzunehmen. Dies wurde durch Gesamtblindwert-Messungen von ca. 55 pg Blei<sup>3</sup> (Tab. A3.4.3) bestätigt. Für die Auswertung wurde ein Blindwert von 0,1 ng gewählt. Blindwertbestimmungen für die HF-Dampf-Einzelkristallmethode sind hingegen aufgrund extrem niedrig zu erwartender Pb-Blindwertmengen von um 5 pg (vgl. WENDT & TODT, 1991; KRÖNER et al., 1998) sehr schwierig. Hier wurde dieser empfohlene Wert von 5 pg bzw. theoretisch mögliche Maximalblanks von bis zu 20 pg für die Blindwertkorrektur verwendet. Das zur Korrektur verwendete Blei hatte eine isotopische Zusammensetzung von  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,031$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,593$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,838$ . Generell entsprachen die verwendeten Blindwerte bei konventionell gemessenem Zirkon 0,4-5,9 % und bei Titanit 0,04-0,22 % des Gesamtbleis. Bei den Einzelkristallmessungen kam es bei einer Probenreihe aufgrund niedriger Konzentrationen bei den hier typischen Probemengen zu erheblichen Auswirkungen der Blindwertkorrektur auf die Analysenergebnisse (vgl. Abschnitt 3.4.1).

Die **Sm-Nd**-Daten wurden mit etwas höheren mittleren Blindwertdaten korrigiert, die laborintern mit Sm=0,1 ng und Nd=0,1 ng (vgl. GLODNY, 1997) angegeben werden. Dies scheint berechtigt, da in der Literatur Werte von 0,1-0,3 ng angegeben werden (vgl. O'NIONS et al., 1977; THÖNI & MILLER, 1996). Als Blindwertisotopie wurde der rezente, chondritische Wert von  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512638$  angenommen. Die Proben/Blindwert-Verhältnisse für Sm wie auch Nd lagen in den Größenordnungen von  $10^5$  bis  $10^2$  zu 1.

Auch bei der Blindwertkorrektur von **Rb** und **Sr** wurde, da der Beitrag zufälliger Kontamination zum Gesamtblindwert groß sein kann (GLODNY, 1997), auf laborinterne mittlere Blindwerte zurück gegriffen. Diese betragen für Rb=0,04 ng und Sr=0,1 ng bei einem  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,71$ . Hier entsprachen die Proben/Blindwert-Verhältnisse Größenordnungen von  $10^8:1$  bis  $10^2:1$  bei Rb und  $10^6:1$  bis  $10^2:1$  bei Sr.

**Korrektur für gewöhnliches ("common") Blei:** Bei der Kristallisation von Mineralien kann es in unterschiedlichem Maße zum Einbau von nicht radiogenem (thoranogen/uranogen) Blei kommen. Dieser schon existierende Betrag wird in einem radioaktive Nuklide einbauenden Mineral allgemein als gewöhnliches oder auch als initiales Blei bezeichnet und muß von dem gemessenen Betrag rechnerisch abgezogen werden, um den Betrag des radiogenen Bleis zu ermitteln. Generell kann hier durch die Vorgabe eines Modellalters die isotopische Zusammensetzung des initialen Bleis nach dem zweistufigen Modell (nach STACEY &

<sup>3</sup> Bestimmung durch KLEINE, T. (ZLG-Münster, Westfälische Wilhelms-Universität Münster)

KRAMERS, 1975) der Pb-Entwicklung berechnet werden. Eine zum Teil bessere Korrektur ist möglich, indem das initiale Blei direkt gemessen wird, d.h. es werden Mineralphasen gemessen, die nahezu kein U bzw. Th einbauen (z.B. K-Feldspat). Voraussetzung dafür ist allerdings, daß diese Minerale kogenetisch mit den Mineralen sind, deren Blei-Isotopie untersucht wird. In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, einige U-Pb-Daten von Zirkonen über die Daten von Phengitkristallen, die die initiale Isotopie repräsentieren, für initiales Blei zu korrigieren. Über den Erfolg dieses Versuchs wurde in der Darstellung der Ergebnisse berichtet.

#### A3.4.6. Berechnungen und Fehlerangaben

**Reproduzierbarkeiten:** Die Reproduzierbarkeit der Meßergebnisse kann auf zwei unterschiedlichen Wegen betrachtet und eingeschätzt werden. Zum einen kann die Reproduzierbarkeit meßbarer Isotopenverhältnisse über Mehrfachbestimmungen von Isotopenstandards (Abb. A3.4.1-9) bestimmt werden. Zum anderen lassen sich Reproduzierbarkeiten von nicht direkt meßbaren Isotopenverhältnissen und Konzentrationsangaben aus Mehrfachanalysen der gleichen Probe ermitteln. Mehrfachanalysen zeigten, daß die relative Abweichung bei den Messungen mitunter variiert. Das kann im wesentlichen auf zwei Gründe zurückgeführt werden. Auf der einen Seite bleibt trotz großer Probenmenge (siehe Abschnitt A3.4.1.) die Schwierigkeit, gerade bei pegmatitischen Proben ein repräsentatives, homogenes Gesamtgesteinspulver zu erzeugen. Auf der anderen Seite fallen selbst kleinere, absolute Abweichungen bei zum Teil extrem niedrigen Konzentrationen prozentual stärker ins Gewicht. Folgende Angaben können mit laborinternen Werten (GLODNY, 1997) verglichen werden:

**Tabelle A3.4.4: Reproduzierbarkeiten**

Wert	Mehrfachmessungen	aus GLODNY (1997)
<b>Rb (Konz.)</b>	bis 3,6 %	1,5 %
<b>Sr (Konz.)</b>	bis 2,0 %	1,0 %
<b>Sm (Konz.)</b>	bis 3,0 %	1,0 %
<b>Nd (Konz.)</b>	bis 2,2 %	1,0 %
<b>U (Konz.)</b>	-	3,0 %
<b>Pb (Konz.)</b>	-	3,0 %
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	bis 1,5 %	1,0 %
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	bis 0,5 %	0,3 %

Da die Reproduzierbarkeiten aus den Mehrfachbestimmungen stark schwankten, konnten keine verlässlichen Werte abgeschätzt werden. Zur Berechnung wurde auf die von GLODNY (1997) angegebenen Werte für  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  bzw.  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  zurückgegriffen. Somit ergaben sich für die einzelnen Isotopenverhältnisse (Rb-Sr, Sm-Nd und U-Pb) folgende Fehlerangaben:

- 1)  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ :  $\pm 1$  % Reproduzierbarkeit nach GLODNY (1997);
- 2)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ :  $2\sigma$ -Fehler der internen Statistik ( $\pm 0,1$  %  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Unsicherheit im Spike);
- 3)  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ :  $\pm 0,3$  % Reproduzierbarkeit nach GLODNY (1997);
- 4)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ :  $2\sigma$ -Fehler der internen Statistik ( $\pm 0,1$  %  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Unsicherheit im Spike);
- 5)  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  und  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ : in die Berechnung der  $2\sigma$ -Fehler gingen hauptsächlich folgende Komponenten ein:
  - Unsicherheit der isotopischen Verhältnisse im Spike (0,05 %)
  - individuelle  $2\sigma$ -Fehler der internen Statistik
  - Unsicherheiten der Isotopiedaten für den Pb-Blindwert  
( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=0,5$  %,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=0,1$  %,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=0,5$  %)
  - Unsicherheit der Blindwert-Mengenangabe ( $\pm 20$  %)
  - ermittelte Reproduzierbarkeiten aus Isotopen-Standardmessungen  
(Faraday:  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0,272$  %,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0,091$  %,  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0,180$  %;  
Daly:  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0,913$  %,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0,425$  %,  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0,655$  %).

Alle Altersaussagen und dazugehörige  $2\sigma$ -Fehler ( $2\sigma$ -Vertrauensintervall bei 95 % Wahrscheinlichkeit) wurden mit Hilfe von ISOPLOT'99 (LUDWIG, 1999) angegeben.

Zur Regressionsrechnung sowie zur Bestimmung von "Concordia"- bzw. "Concordia-Intercept"-Altern wurde ebenfalls ISOPLOT'99 (LUDWIG, 1999) benutzt. Dieses Programm bietet 3 verschiedene Algorithmen zur Regressionsberechnung an. Es wurde allerdings immer das Verfahren nach York, 1969 ausgewählt. Bei Isochronen wurde der statistische Parameter MSWD nach MCINTYRE (1966) als  $\text{MSWD} = S / (n_s - 2)$  berechnet, wobei S für Summe der gewichteten, mittleren Fehlerquadrate und  $n_s$  für Probenanzahl steht. MSWD-Angaben bei der U-Pb-Auswertung berechnen sich hingegen nach den in ISOPLOT'99 angewendeten Berechnungsvorschriften. Das Programm verwendet folgende Zerfallskonstanten zur Berechnung:

- $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42001 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  (NEUMANN & HUSTER, 1974);
- $\lambda^{147}\text{Sm} = 6,53974 \cdot 10^{-12} \text{ a}^{-1}$  (LUGMAIR et al., 1978);
- $\lambda^{235}\text{U} = 9,84850 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  (JAFHEY et al., 1971);
- $\lambda^{238}\text{U} = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  (JAFHEY et al., 1971).

#### A3.4.7. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Analytik

Die  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Analysen wurden in der geochronologischen Einrichtung "CLAIR" des Massachusetts Institut für Technologie (M.I.T., Boston, U.S.A.) von Dr. B. Hames durchgeführt. Dabei stand ein MAP 215-50 Massenspektrometer mit einer gekoppelten Argon-Ionen-Lasereinrichtung als Ionisationsquelle zur Verfügung.

Hellglimmer-Einzelkristalle wurden vor der isotopischen Analytik präpariert und bestrahlt wie es von HODGES et al. (1994) beschrieben wird. Individuelle analytische Werte (siehe Tab. A2.3.2) repräsentieren die isotopische Zusammensetzung des Gasgemisches, das durch Laser-Ablation punktuell aus den Einzelkristallen zur Ionisation angeregt wurde. Dabei überschritt die "Radiogene Ausbeute" typische Werte von 95 %, wobei die Genauigkeit der Altersbestimmungen mit 1-2 % anzugeben ist. Der J-Wert für alle Analysen lag innerhalb  $0,00318 \pm 0,00002$  (95 % Konfidenzintervall). Die Einschätzung der Daten unter Zuhilfenahme von Isotopenstandard-Korrelationsdiagrammen zeigte, daß die Analysen von *in situ* radiogenem Argon dominiert wurden. Lediglich ein geringer Beitrag von rezemem, atmosphärischem Argon wurde festgestellt. Die Altersangaben repräsentieren gewichtete Mittelwerte mit einem  $2\sigma$ -Standard-Fehler bei einem Konfidenzintervall von 95 %.

#### A3.4.8. Spaltspuren-Analytik

Spaltspuren-Analysen wurden von Herrn Dr. M.R. Brix (Zirkon) und Herrn Dr. S.N. Thomson (Apatit) an der Ruhr-Universität-Bochum/ Institut für Geologie durchgeführt. Die Proben wurden nach den Techniken, welche in HURFORT et al. (1991) beschrieben sind, präpariert.

Dazu wurden Zirkon- bzw. Apatitpräparate auf jeweils separate Probeträger in eine Teflon- (Zirkon) bzw. Araldit-Matrix (Apatit) gebettet und einseitig angeschliffen. Die polierten Kristallflächen des Zircons wurden dann ca. 5-7 Stunden in einer eutektischen Schmelze von NaOH und KOH und die des Apatits ca. 10-30 s in HNO<sub>3</sub> (konz.) bei 25 °C angeätzt. Zur Altersbestimmung wurde die "Extern-Detektor"-Methode verwendet, nach welcher die Ermittlung der spontanen Spaltspurendichte mittels einem externen Detektor (U-armer Muskovit oder synthetisches Material, wie z.B. Lexan) durchgeführt wird. Dieser externe Detektor wurde zusammen mit der polierten Probe als sogenanntes "sandwich" in dem Graphite-Reflektor des Risø Atomreaktors in Dänemark mit thermischen Neutronen bestrahlt. Nach dem langsamen Abkühlen wurde das "sandwich" aufgeklappt und beide Hälften spiegelbildlich angeordnet. Folgend wurden die spontanen Spaltspuren im Präparat und die induzierten Spaltspuren im Detektor in sich exakt entsprechenden Flächen bestimmt. Dazu wurde zuerst die mit der Probe in Kontakt gewesene polierte Seite des externen Detektors ca. 45 min in HF (konz.) bei 25 °C angeätzt, um die Spaltspuren sichtbar zu machen. Die induzierten Spaltspuren werden im Detektor durch die Anregung des spontanen Zerfalls von <sup>235</sup>U hervorgerufen.

Aufgrund der  $4\pi/2\pi$ -Geometrie dieser Methode wurde ein Korrekturfaktor von 0,5 auf die spontane Spaltspurendichte angewandt. Die Dosimetergläser CN-1 mit  $\zeta_{(CN1)}=119$  für Zirkon

und CN-5 mit  $\zeta_{(\text{CN-5})}=355,9\pm 5,0$  für Apatit wurden zur Bestimmung der Neutronen-Dosis (“Bestrahlungszeit”) und somit zur Berechnung der Alter benutzt. Die Altersberechnung erfolgte nach dem  $\zeta$ -Ansatz:

$$\text{Alter} = \rho_{(s)} / \rho_{(i)} * \rho_{(d)} * \zeta;$$

wobei  $\rho_{(s)}$  = spontane Spaltspurendichte,  $\rho_{(i)}$  = induzierte Spaltspurendichte und  $\rho_{(d)}$  = Dosimeter-Spaltspurendichte.

## **Anhang 4: Sonstiges**

***A4.1. Abbildungsverzeichnis***

***A4.2. Tabellenverzeichnis***

***A4.3. Erklärung***

***A4.4. Danksagung***

***A4.5. Lebenslauf***

## A4.1. Abbildungsverzeichnis

### TEXTTEIL

Abbildung 1.1: Skizze der geologischen Verhältnisse Kubas.....	1
Abbildung 1.2: Idealisertes Profil Zentralkubas in der Region von Las Villas.....	3
Abbildung 1.3: Tektonische Gliederung des Deckenstapels der SSD.....	5
Abbildung 3.1.1: Herkunft der untersuchten Inselbogen-Magmatite.....	14
Abbildung 3.2.1: Multiplikationen-Diagramm der Inselbogen-Plutonite.....	15
Abbildung 3.2.2: CI-chondritnormierte REE-Verteilungsmuster der Inselbogen-Plutonite.....	16
Abbildung 3.2.3: N-MORB-normierte Spurenelementverteilungsmuster ("spidergrams") der Inselbogen-Plutonite.....	17
Abbildung 3.4.1: U-Pb-Concordiadiagramm mit den Analysendaten der Zirkone aus der Probe S301.....	24
Abbildung 3.4.2: U-Pb-Concordiadiagramm mit Analysendaten 3514 und 3520 (S301).....	25
Abbildung 3.4.3: U-Pb-Concordiadiagramm mit Analysendaten 3519, 3524 und 3525 (S301).....	26
Abbildung 3.4.4: U-Pb-Isochronendiagramm ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) mit den Analysendaten von Zirkon aus der Probe S205.....	27
Abbildung 3.4.5: U-Pb-Isochronendiagramm ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) mit den Analysendaten von Zirkon aus der Probe S205.....	28
Abbildung 3.4.6: U-Pb-Concordiadiagramm mit den Analysendaten der Zirkone aus der Probe S205.....	29
Abbildung 4.1.1: Skizze der geologischen Verhältnisse des südlichen Teils der Las Villas Region einschließlich der Probenlokalitäten.....	32
Abbildung 4.1.2: Aufschlußskizze vom Fluß "Jicaya" mit den Proben der Topo-Punkte E204, E205 und E206.....	33
Abbildung 4.3.1: Multiplikationen-Diagramm der Mabujina-Gesteine.....	36
Abbildung 4.3.2: CI-chondritnormierte REE-Verteilungsmuster ausgewählte Mabujina-Granitoide.....	37
Abbildung 4.3.3: N-MORB-normierte Spurenelementverteilungsmuster ("spidergrams") der Mabujina Granitoide.....	39
Abbildung 4.5.1: Rb-Sr-Mineral-Isochronen der Probe G2057.....	43
Abbildung 4.5.2: Rb-Sr-Mineral-Isochronen der Probe G2061.....	43
Abbildung 4.5.3: Rb-Sr-Mineral-Isochronen der Probe S141.....	44
Abbildung 4.5.4: Rb-Sr-Muskovit-Mineral-Isochrone der Probe F009.....	45
Abbildung 4.5.5: Rb-Sr-Muskovit-Mineral-Isochrone der Probe F012.....	46
Abbildung 4.5.6: Rb-Sr-Biotit-Mineral-Isochrone der Probe F019.....	46
Abbildung 4.5.7: Rb-Sr-Muskovit-Mineral-Isochrone der Probe S204.....	47
Abbildung 5.3.1: MgO vs. TiO <sub>2</sub> Darstellung der Eklogite.....	56
Abbildung 5.3.2: Ta/Yb vs. Th/Yb Darstellung der Eklogite.....	57
Abbildung 5.3.3: Zr vs. Zr/Hf, Nb vs. Nb/Ta und Y vs. Y/Ho Darstellungen der Eklogite.....	58
Abbildung 5.3.4: CI-chondritnormierte REE-Verteilungsmuster der Eklogite.....	60
Abbildung 5.3.5: N-MORB-normierte Spurenelementverteilungsmuster ("spidergrams") der Eklogite.....	61
Abbildung 5.4.1: Zusammenfassung der polyphasen Entwicklung von eklogitfaziellen Zirkonen anhand der Internstruktur.....	69
Abbildung 5.5.1: U-Pb-Concordiadiagramm mit den Analysendaten der eklogitfaziellen Zirkone aus der Probe S145.....	71
Abbildung 5.5.2: U-Pb-Concordiadiagramm (S232) – 4-Punkt-Discordia-Berechnung.....	73
Abbildung 5.5.3: U-Pb-Concordiadiagramm mit den Analysendaten der blauschieferfaziellen Zirkone aus der Probe S232.....	74
Abbildung 5.5.4: U-Pb-Isochronendiagramm ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ) mit Analysendaten von Phengit und Titanit aus Probe S232.....	75
Abbildung 5.5.5: U-Pb-Concordiadiagramm mit den Analysendaten beider Titanitpräparate aus der Probe S232.....	76
Abbildung 5.5.6: Granatkristalle der Proben S232 und S232/1.....	77
Abbildung 5.5.7: Sm-Nd-Granat-Gesamtgestein- bzw. Sm-Nd-Granat-Mineral-Isochronen der Probe S232.....	79
Abbildung 5.5.8: Sm-Nd-Granat-Mineral-Isochrone der Probe S232/1.....	81
Abbildung 5.5.9: Sm-Nd-Analysendaten der Probe S145 und Referenzisochrone.....	82
Abbildung 5.6.1: Rb-Sr-Phengit-Gesamtgestein-Isochrone der Probe S232.....	87
Abbildung 5.6.2: Rb-Sr-Phengit-Mineral-Isochrone der Probe S232/1.....	89
Abbildung 5.6.3: Rb-Sr-Analysendaten der Probe S145 und Referenz-Isochrone.....	91
Abbildung 6.1: Sr-Nd-Isotopie einiger Inselbogen-Magmatite um 80 Ma.....	99
Abbildung 6.2: Sr-Nd-Isotopie der Gavilanes Proben zurückgerechnet für die Zeit der HP-Metamorphose – um 70 Ma.....	103
Abbildung 7.1: T-t-Entwicklung der bearbeiteten Inselbogen-Plutonite S301 und S205.....	107
Abbildung 7.2: T-t-Entwicklung der granitoiden Pegmatite und der metamorphen Gesteine der umgebenden Mabujina Einheit.....	109
Abbildung 7.3: T-t-Entwicklung von S232 und des Eklogits S145 aus der HP-metamorphen Gavilanes Einheit.....	111
Abbildung 7.4: p-t-Entwicklung der HP-metamorphen Gesteine S145 und S232 der Gavilanes Einheit und der Mabujina Einheit.....	112
Abbildung 7.5: p-T-t-Entwicklung der HP-metamorphen Proben S145 und S232 der Gavilanes Einheit und der Mabujina Einheit.....	115

### ANHANG

Abbildung A1.1: Kurzprismatischer Zirkonkristall S205/Z/KP/KL/<62 µm/1.....	2
Abbildung A1.2: Kurzprismatischer Zirkonkristall S205/Z/KP/<62 µm/6.....	3
Abbildung A1.3: Länglich-prismatischer Zirkonkristall S205/Z/LP/KL/62-100 µm/1.....	4
Abbildung A1.4: Kurzprismatischer Zirkonkristall S205/Z/KP/KL/62-100 µm/3.....	5
Abbildung A1.5: Zirkonkristall S205/Z/UD/>100 µm/3.....	6
Abbildung A1.6: Länglich-prismatischer Zirkonkristall S205/LP/KL/62-100 µm/3.....	7
Abbildung A1.7: Kurzprismatischer Zirkonkristall S301/Z/KP/KL/80-90 µm/4.....	8
Abbildung A1.8: Kurzprismatischer Zirkonkristall S301/Z/KP/KL/<80 µm/5.....	9
Abbildung A1.9: Kurzprismatischer Zirkonkristall S301/Z/KP/KL/<80 µm/10.....	10
Abbildung A1.10: Kurzprismatischer Zirkonkristall S301/Z/KP/KL/90-160 µm/8.....	11
Abbildung A1.11: Länglich-prismatischer Zirkonkristall S301/Z/LP/KL/80-90 µm/8.....	12
Abbildung A1.12: Nadeliger Zirkonkristall S301/Z/N/KL/80-90 µm/1.....	13
Abbildung A1.13: Länglich-prismatischer Zirkonkristall S301/Z/LP/KL/<80 µm/2.....	14
Abbildung A1.14: Deformation und Neuwachstum von Hellglimmerkristallen in Pegmatit S141.....	15
Abbildung A1.15: Deformation von Plagioklas- und Hellglimmerkristallen in Pegmatit S157.....	16
Abbildung A1.16: Ba-Anreicherung in K-Feldspat- und Hellglimmerkristallen in Pegmatit S141.....	17
Abbildung A1.17: Handstück der blauschieferfaziellen Probe S232 – Omphacit-Granat-Glaukophan-Quarzit.....	18
Abbildung A1.18: Phänotypen von Zirkonkristallen aus dem Eklogit S145.....	19
Abbildung A1.19: Phänotypen von Zirkonkristallen des blauschieferfaziellen Quarzits S232.....	20

Abbildung A1.20: Aggregatähnliche Zirkonkristalle ([A], [B] aus S232, [C] aus S145).....	21
Abbildung A1.21: Gebrochener, leicht korrodierter Zirkonkristall S145/Z/KP/KL/>160 µm/3.....	22
Abbildung A1.22: Zirkonkristall aus der gemessenen Zirkonfraktion S145/Z/UD/100-160 µm/3.....	23
Abbildung A1.23: Zirkonkristall aus der gemessenen Zirkonfraktion S145/Z/UD/62-100 µm/1.....	24
Abbildung A1.24: Zirkonkristall aus der gemessenen Zirkonfraktion S145/Z/UD/<62 µm/10.....	25
Abbildung A1.25: Mikrosondenprofil des Zirkonkristalls aus Abbildung A1.23.....	26
Abbildung A1.26: Mikrosondenprofil des Zirkonkristalls aus Abbildung A1.24.....	27
Abbildung A1.27: Zirkonkristall aus der gemessenen Zirkonfraktion S145/Z/UD/<62 µm/3.....	28
Abbildung A1.28: Zirkonkristall aus der gemessenen Zirkonfraktion S145/Z/UD/<62 µm/1.....	29
Abbildung A1.29: Rundlich-sphäroider Zirkonkristall S145/Z/R/KL/62-100 µm/3.....	30
Abbildung A1.30: Rundlich-sphäroider Zirkonkristall S145/Z/R/KL/62-100 µm/2.....	31
Abbildung A1.31: Detailaufnahme des Zirkonkristalls aus Abbildung A1.30.....	32
Abbildung A1.32: Mikrosondenprofil des Zirkonkristalls aus Abbildung A1.22.....	33
Abbildung A1.33: Kurzprismatischer Zirkonkristall S145/Z/KP/KL/>160 µm/3.....	34
Abbildung A1.34: Kardioider Zirkonkristall aus dem Eklogit S145.....	35
Abbildung A1.35: Rundlich-sphäroider Zirkonkristall S232/ZD/R/KL/90-160 µm/15.....	36
Abbildung A1.36: Rundlich-sphäroider Zirkonkristall S232/ZD/R/KL/90-160 µm/6.....	37
Abbildung A1.37: Kurzprismatischer Zirkonkristall S232/ZD/KP/KL/90-160 µm/10.....	38
Abbildung A1.38: Korrodierter Zirkonkristall S232/ZD/T/90-160 µm/8.....	39
Abbildung A1.39: Aggregatförmiger Zirkonkristall S232/ZD/T/90-160 µm/4.....	40
Abbildung A1.40: Aggregatförmiger Zirkonkristall S232/ZD/LP/KL/90-160 µm/4.....	41
Abbildungen A3.1-3: Rb-Standard (NBS SRM 607) und Sr-Standard (NBS SRM 987), Ta- und W-Filament.....	69
Abbildungen A3.4-5: Sm-Standard (ZLG-Münster) und Nd-Standard (LaJolla).....	70
Abbildungen A3.6-7: U-Standard (U500), Faraday- und Daly-Detektor.....	71
Abbildung A3.8: Pb-Standard (NBS SRM 982), Faraday-Detektor.....	72
Abbildung A3.9: Pb-Standard (NBS SRM 982), Daly-Detektor.....	73

## A4.2. Tabellenverzeichnis

### TEXTTEIL

Tabelle 3.4.1: Geochronologische Daten der Inselbogen-Plutonite.....	31
Tabelle 4.5.1: Geochronologische Daten der Mabujina-Gesteine.....	50
Tabelle 5.5.1: Geochronologische Daten der Escambray-Metamorphite.....	97

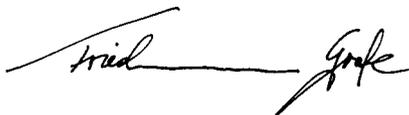
### ANHANG

Tabelle A2.1.1: RFA-Daten (Haupt- und Spurenelemente der Mabujina- und Inselbengesteine).....	43
Tabelle A2.1.2: RFA-Daten (Haupt- und Spurenelemente der Hochdruckgesteine).....	44
Tabelle A2.1.3: ICP-(AES)-Daten (Hauptelemente).....	45
Tabelle A2.1.4: ICP-MS-Daten (Spurenelemente – einschließlich Seltenerdelementdaten).....	46
Tabelle A2.2.1: Repräsentative Mikrosondenanalysen von pegmatitischen Gesteinen – A) Feldspat.....	47
Tabelle A2.2.2: Repräsentative Mikrosondenanalysen von pegmatitischen Gesteinen – B) Helleglimmer.....	48
Tabelle A2.2.3: Repräsentative Mikrosondenanalysen von pegmatitischen Gesteinen – C) Granat.....	49
Tabelle A2.3.1: Spaltspuren-Analytik.....	50
Tabelle A2.3.2: <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar-Analytik.....	51
Tabelle A2.3.3: Rb-Sr-Analytik.....	51
Tabelle A2.3.4: Sm-Nd-Analytik.....	53
Tabelle A2.3.5: U-Pb-Analytik.....	54
Tabelle A3.3.1: Mikrosonden-Standard-Materialien.....	59
Tabelle A3.4.1: Reinheitsstufen der Reagenzien (modifiziert nach GLODNY, 1997).....	62
Tabelle A3.4.2: Meßbedingungen bei TIMS-Messungen (modifiziert nach GLODNY, 1997).....	67
Tabelle A3.4.3: Total Blanks für Rb-Sr-, Sm-Nd- und U-Pb-Analytik.....	74
Tabelle A3.4.4: Reproduzierbarkeiten.....	76

**A4.3. Erklärung**

Hiermit erkläre ich, daß ich diese Arbeit selbständig und ohne unerlaubte Hilfen ausgeführt und verfaßt habe und daß diese Arbeit in dieser oder in ähnlicher Form noch bei keiner anderen Fakultät oder einer anderen Hochschule eingereicht wurde.

Freiberg, November 2000

A handwritten signature in black ink, consisting of the first name 'Fried' followed by a long horizontal line and the last name 'Grafe' written in a cursive style.

(Friedemann Grafe)

#### A4.4. Danksagung

Für die fachliche Betreuung, die Koordinierung der Arbeiten, die konstruktiven Kritiken und die zahlreichen wertvollen Anregungen danke ich recht herzlich Herrn Prof. Dr. W.V. Maresch (Ruhr-Universität-Bochum), der das DFG-Projekt, dem die vorliegende Arbeit entsprang, als Doktorvater über den gesamten Zeitraum betreute. Er trug durch die rege und anregende fachliche Diskussion und seinen fachlichen Überblick in wesentlichem Maße zur Gestaltung dieser Arbeit bei, war stets bemüht, das Verständnis des Autors für die petrologischen Sachverhalte zu schärfen und half immer, wenn es darauf ankam, organisatorische Probleme aus dem Weg zu räumen.

Besonders bedanke ich mich auch bei Herrn Prof. Dr. K. Mezger (Westfälische Wilhelms-Universität Münster), der als Laborleiter des ehemaligen Zentrallaboratoriums der DFG gerade im Hinblick auf die besonderen Herausforderungen der isotopischen Datierung hochdruckfazieller Mineralphasen mir mehr als nur ein kompetenter Ansprechpartner war und ist. Ohne ihn wäre diese Arbeit mit ihren Erfolgen, für die es galt Probleme zu meistern, aber auch, analytische Grenzen einzugestehen, in dieser Form nicht vorstellbar gewesen. Sowohl die vorliegende Arbeit als auch ihr Autor profitierten auf den Gebieten der Geochemie und Geochronologie in sehr starkem Maße von seinen Ratschlägen und Anregungen in den vielen fachlichen Diskussionen.

Herr PD. Dr. K.P. Stanek (TU-Bergakademie Freiberg) leistete als Antragsteller des zugrunde liegenden DFG-Projektes einen sehr großen Anteil an der Betreuung. Er war und ist permanenter Ansprechpartner auf den Gebieten der Regionalen Geologie, der Strukturgeologie und Geotektonik. Er hatte überragenden Anteil an der Organisation und am Erfolg der im Frühjahr 1997 unternommenen Feldkampagne. Unvergessen sind und bleiben die Erlebnisse in Kuba. Hierfür und für etliches mehr danke ich Dir, Klaus, recht herzlich.

Herr Dr. A. Baumann führte mich ins Labor ein und half mir wo er nur konnte, mich im Laboralltag zurecht zu finden. Er war ständig für Fragen und Probleme zu erreichen und nahm sich stets die nötige Zeit, um diese zu beantworten bzw. zu klären. Seiner fachlichen Betreuung auf dem Gebiet der Geochemie/Geochronologie ist es auch zu danken, daß die laborativen Arbeiten mit Erfolg durchgeführt werden konnten. Aus diesem Grund und für die detaillierte und hilfreiche Korrektur des Manuskriptes bedanke ich mich recht herzlich.

Meiner ehemaligen Doktoranden-Kollegin Frau Dr. Ch. Grevel (Ruhr-Universität-Bochum) möchte ich ganz besonders danken. Sie ist über die fachliche Zusammenarbeit hinaus zu einer guten Freundin geworden. Sie und ihre Familie waren stets und unkompliziert Anlaufpunkte bei Aufenthalten in Bochum. Leider waren unsere guten Beziehungen in dieser Hinsicht aus dem bisherigen dienstlichen Rahmen heraus eher einseitig, so daß ich hoffe und mir wünsche, daß bei es bei Gelegenheit zu einem Gegenbesuch in Freiberg kommen wird. Auf fachlichem Gebiet möchte ich mich für die sehr gute Zusammenarbeit innerhalb des Rahmenthemas, die

Hilfe bei petrologischen Problemstellungen, die fachlichen Diskussionen und die trotz aller Herausforderungen sehr umfangreiche petrologisch/petrographische Datenbasis bedanken. Die vorliegende Arbeit baut in starkem Maße auf diesen Daten auf und viele Gedanken, Ansätze und Interpretationen wären ohne eine detaillierte Petrographie/Petrologie der untersuchten Proben nicht möglich gewesen.

Wesentlichen Anteil bei der Komplettierung des thermochronologischen Datensatzes trugen die Herren Dr. M.R. Brix und Dr. S.N. Thomson (Ruhr-Universität-Bochum), die mit zahlreichen Spaltspurenanalysen an Zirkon und Apatit halfen, den finalen Teil der Abkühlgeschichte zu erfassen. Vielen Dank für die Mühen und die fachliche Diskussion über e-mail, Telefon, etc.. An dieser Stelle ist es mir auch eine Freude, Herrn Dr. W.E. Hames (Auburn University/USA) für die unkomplizierte Zusammenarbeit und die  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Analysen an Hellglimmerkristallen zu danken. Auch über diese Entfernung war die Zusammenarbeit sehr angenehm.

Bei Herrn Dr. U. Kempe (TU-Bergakademie Freiberg) bedanke ich mich für die hervorragenden CL-Aufnahmen. Die vielen Stunden am Rasterelektronenmikroskop, sowohl die fachliche Einführung als auch die fachlichen Anregungen und die gute Zusammenarbeit werden mir in guter Erinnerung bleiben. Vielen Dank auch für die hilfreiche Korrektur der entsprechenden Textpassagen.

Herrn Dr. Fockenberg (Ruhr-Universität-Bochum) und Frau Dr. Schmidt-Riegraf (Westfälische Wilhelms-Universität Münster) wird hiermit für die zahlreichen RFA-Analysen und den damit verbundenen Aufwand herzlich gedankt. Auch hier war es eine äußerst unkomplizierte und angenehme Zusammenarbeit.

Für die Führungen im Gelände und die Kameradschaft in den vier Wochen der Feldkampagne in Kuba sage ich Herrn Dr. G. Millan (Instituto de Geología y Paleontología/Kuba) dank. „El Trabajo geológico en Cuba fue para mi una experiencia especial...“

Letztlich danke ich Herrn Dettmar und seinen Mitarbeitern (Ruhr-Universität-Bochum) für die gute Zusammenarbeit bei der Herstellung von polierten CL- und Mikrosondenschliffen.

Ganz besonders herzlich bedanke ich mich auch bei Herrn Dr. J. Glodny (GFZ-Potsdam). Unzählige sehr nützliche Tips, ob bei der Mineralseparation, beim Aufschlußverfahren, der Säulenchromatographie oder bei dem Meßverfahren am TIMS, machten mir den Anfang im ZLG im ersten halben bis dreiviertel Jahr des Projekts wesentlich einfacher. Unvergessen ist auch der Beistand bei den ersten U-Pb-Messungen an eklogitfaziellen Zirkonen. Seine konstruktive Kritik zum Abschnitt 5.5. half, dieses wesentlich zu verbessern. Vielen Dank Johannes!

Ebenso herzlich ist mein Dank an Herrn Dr. C. Münker, der insbesondere bei der Sr-Nd-Isotopie und der Geochemie mit Rat und Tat oft zur Seite stand. Schade, daß wir uns erst zum Ende meines Projekts in Münster kennenlernten. Die Gruppe an jungen Post-Doktoranden bei Euch am Labor ist in jeder Hinsicht ein großer Gewinn.

Für die Diskussionen, manche hilfreiche Kritik und Korrekturvorschläge bedanke ich mich auch bei Herrn Prof. Dr. L. Ratschbacher, Herrn Dr. A. Renno, Frau Dr. M. Tichimirowa, Herrn Dr. U. Kroner (TU-Bergakademie Freiberg) und Herrn Dr. B. Den Brok (ETH-Zürich).

In dieser Reihe der Danksagung dürfen auf keinen Fall Frau H. Baier, Herr S. Rochnowski und Frau S. Kramm-Glade (Westfälische Wilhelms-Universität Münster) fehlen. Wer nie in einen Laboralltag integriert war, wird auch nicht wissen was die technischen und chemisch-technischen Laborangestellten tagtäglich leisten. Ein ganz großes Danke an Euch, Dir Heidi, für all die Hilfe nicht nur im Labor, deren Aufzählung hier den Rahmen sprengen würde, Dir Sigmund, für die Einführung in die technischen Seiten des Gerätes und all die Hilfe bei auftretenden Problemen, und Dir Sigrid, für die Hilfe im Labor und die gute Gesellschaft beim Laborputz. In diesem Zusammenhang danke ich auch Frau A. Obst (TU-Bergakademie Freiberg) für die gute Zusammenarbeit im REM-Labor.

Die analytischen Arbeiten, insbesondere die Mineralaufbereitung und -separation, wären bei einem Jahr Laborausfall nicht ohne die engagierten Mitarbeiter der Werkstätten des Institutes für Geologie (TU-Bergakademie Freiberg) möglich gewesen. Stellvertretend danke ich dem Werkstattsleiter Herrn M. Sekul. Dem Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie (LfUG-Freiberg) danke ich für die temporäre Verfügbarkeit von Laborarbeitsplätzen.

Weiterhin möchte ich auch den übrigen wissenschaftlichen Mitarbeiter im ehemaligen ZLG Herrn Dr. M. Bröcker und Herrn Dr. M. Rehkämper danken. Die Zeit am ZLG war die lernintensivste. In diesem Sinne denke ich auch die Doktoranden E. Trapp, S. Weiher, T. Höllker, F. Wombacher, R. Metzger, K. Rickers, M. Krebs. Obwohl ich als Gast nicht ständig in Münster anwesend war, war es doch oft als gehörte ich ganz selbstverständlich dazu.

Ganz zum Schluß möchte ich auf gar keinen Fall versäumen, auch auf diesem Wege meiner Frau für ihre Hilfe, die große Geduld und den wichtigen Beistand zu danken. Ohne Deine "Rückenstärkung" hätte ich nicht immer wieder so schnell neue Kräfte sammeln können. Danke für Dein Vertrauen und den Glauben an mich. Ich weiß, daß es auch "Deine Arbeit" ist.

Ein herzlicher Dank geht auch an meine Eltern. Sie ermöglichten nicht nur finanziell mein Studium an der TU-Bergakademie Freiberg und der University of Otago. Auch ideell zeigte mir mein Vater diesen Weg vor und meine Mutter stand ihm zur Seite. Für Euren Beistand über diese lange Zeit danke ich Euch von Herzen.

Auch möchte ich mich bei den Eltern meiner Frau herzlich bedanken. In den Jahren in Freiberg seid Ihr mir Familie geworden, ich bin froh darüber und schöpfe daraus täglich ein wenig Kraft.

## A4.5. Lebenslauf

### PERSÖNLICHE ANGABEN

- Name: Friedemann, Armin, Eckehard Grafe
- Familienstand: verheiratet
- Staatsangehörigkeit: BRD
- Alter: 29
- Geburtsdatum: 03.05.1971 in Belzig
- Eltern: Dr. rer. nat. sc. Armin Grafe  
Ulrike-Leonore Grafe, geborene Siemon

### SCHULISCHE AUSBILDUNG

- **1977-1987 Polytechnische Oberschule** "Robert Koch" in Niemeck
  - **1987-1989 Erweiterte Oberschule** "Geschwister Scholl" (Fläminggymnasium) in Belzig
- Mai 1989 Hochschulreifeprüfung

### HOCHSCHULAUSBILDUNG

- **1990-1998 TU-Bergakademie Freiberg**  
-Grund- und Hauptstudium in der Fachrichtung Geologie/ Paläontologie  
-Januar 1998 Abschluß als Diplom-Geologe  
-Sprachzertifikate "2B" in Russisch, "IELTS" in Englisch und "Grundkurs" in Spanisch
- **1995-1996 University of Otago, New Zealand**  
-Postgraduate Study am Department of Geology  
-Januar 1996 Abschluß des Postgraduate Diploma of Science

### BERUFSERFAHRUNG & BERUFLICHE WEITERENTWICKLUNG

- zweimonatiges Berufspraktikum im Feldlabor der Kontinentalen Tiefbohrung in Windisch-Eschenbach
- zweieinhalbwöchiges Arbeitsverhältnis beim Ingenieurbüro Prof. Witke in Freiberg (Bauschäden-Ist-Aufnahme in Verbindung mit einer Baumaßnahme der Kreissparkasse Freiberg und Altlastenerkundung im Mansfelder Kupferbergbaurevier)
- dreiwöchiges Arbeitsverhältnis bei ENMOTEC in Freiberg (Bereich Altlastenerkundung und -sanierung an verschiedenen Standpunkten im Erzgebirge)
- vierwöchiges Arbeitsverhältnis bei C&E in Chemnitz (geophysikalische Hohlraumerkundung im Bereich des Altbergbaus um Schlema)

- **Ruhr-Universität Bochum**

-von Juli 1996 bis Dezember 1999 Drittmittelangestellter (Mitarbeit im DFG-Projekt "Geochronologie metamorpher Komplexe am Beispiel der kretazischen Inselbogen-Kontinent-Kollisionszone am NW-Rand der Karibik")

- **Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie**

-seit April 2000 Beschäftigungsverhältnis im Bereich Hydrogeologie (FIS-Datenbanken – Evaluierung von geologischen Altdaten im Bereich der Tätigkeit der WISMUT SDAG)

Datum: 12. November 2000

Unterschrift: Friedemann Grafe

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Friedemann Grafe', written in a cursive style.