

Identifizierung hochgradig metamorpher
Krustenprovinzen im Indischen Eastern
Ghats Belt mittels der Datierung von
Monazit mit der
Elektronenstrahl-Mikrosonde

Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von
Ralf Simmat
aus
Meerholz
Bonn 2003

Mineralogisch-Petrologisches Institut und Museum
Poppelsdorfer Schloss
D-53115 Bonn
<http://www.min.uni-bonn.de>

Angefertigt mit der Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn

Erster Referent: Professor Dr. Michael Raith, Bonn
Zweiter Referent: Professor Dr. Klaus Mezger, Münster

Tag der Promotion:

Danksagung

Diese Arbeit entstand am Mineralogisch-Petrologischen Institut der Universität Bonn in der Zeit vom April 1997 bis Juni 2003. Mein erster Dank gilt Herrn Raith für die Vergabe des Themas und der damit verbundenen Teilnahme an dem Eastern Ghats Projekt. Sein stets großes Interesse an dem gesamten Themenkomplex Monazit zeigte er mir durch seine intensive Betreuung, seine ständige Diskussionsbereitschaft und seine zahlreichen Anregungen, ohne mir dabei den nötigen Freiraum zu nehmen.

Klaus Mezger danke ich ebenfalls für sein großes Interesse an dem Thema und seine Hilfsbereitschaft. Besonders aber auch für seine gute Organisation und Einweisung bei der Durchführung der Monazit-Vergleichsmessungen am TIMS am Zentrallabor für Geochronologie in Münster.

Somnath Dasgupta und Herrn Nanda danke ich für die gut gelungene Organisation des Geländeaufenthalts 1997 und den vielen nützlichen Diskussionen im Gelände und in Bonn.

Für seine Hilfe beim Einstieg in das Projekt danke ich Ingo Braun. Er hat mit seiner Erfahrung auf dem Gebiet der Monazit-Datierung wesentliches beigetragen.

Christoph Dobmeier danke ich für die intensive und erfolgreiche Zusammenarbeit an der Thematik der Chilka Lake Region. Dass die Zusammenarbeit mit Karen Rickers im Gelände und während der langen Zeit in Bonn ebenfalls sehr erfolgreich war und Spaß gemacht hat, möchte ich hier auch noch einmal unterstreichen und ihr dafür danken.

Herrn Viktor Kovach bin ich zu Dank verpflichtet, denn er hat die Daten der Probe KR 1-3, zur Verfügung gestellt. Außerdem danke ich ihm für die intensive und angenehme Zusammenarbeit.

Renate Schumacher bin ich ebenfalls zu großem Dank verpflichtet, denn sie ließ es zu, einer schönen Pyromorphitstufe etliche Kristalle zu entnehmen. Außerdem haben Jürgen Ehl und Beate Spiering durch ihre Unterstützung beim Umgang mit der Mikrosonde einen wichtigen Beitrag geleistet. Das gilt auch für Andrea Behr für die Anfertigung der zahlreichen polierten Dünnschliffe, Separate und Standards. Herr Hoernes unterstützte mich durch seine große Hilfsbereitschaft und sein Interesse. Andreas Pack war unersätzlich durch seine zahlreichen Tipps bezüglich L^AT_EX und anderer diverser Rechner-Angelegenheiten. Ihnen allen danke ich ganz herzlich. Ich danke außerdem allen Freunden und Bekannten innerhalb und außerhalb des Mineralogisch-Petrologischen Instituts für ihr Interesse, ihren Ermunterungen und für die von ihnen erbrachte Abwechslung. Allen, die auf der Jagd nach Fehlern viel Mühe auf sich genommen haben, sei an dieser Stelle auch noch einmal ausdrücklich dafür gedankt.

Die Feldarbeit und die analytischen Untersuchungen wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt.

Nicht zuletzt danke ich meinen Eltern für ihre Unterstützung, ihr Vertrauen und auch für ihre Geduld.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
I	Methodischer Abschnitt	4
2	Analytische Grundlagen	5
2.1	Standards	5
2.1.1	ThO ₂ -und UO ₂ -Standards	5
2.1.2	Blei-Standards	6
2.1.3	SEE-Phosphat Standards	13
2.2	Messbedingungen	14
2.2.1	Anregungsbedingungen	15
2.2.2	Spektrometereinstellungen	16
3	Berechnung der Altersdaten	21
3.1	Berechnung der Einzelalter	21
3.2	Darstellung der berechneten Alter	23
3.3	Bestimmung von Alterspopulationen	24
3.3.1	Statistische Festlegung der Populationen	25
4	U-Pb-Datierung von Monazit und Pechblende	26
4.1	Absicht und Probenauswahl	26
4.2	Separation von Monazit und Pechblende	27
4.3	EMS-Untersuchung der Separate	27
4.4	Chemischer Aufschluss der Körner	28
4.5	Messung am TIMS	29
4.6	Ergebnisse und Vergleich beider Methoden	30
4.6.1	Ergebnisse der U-Pb-Datierung	30
4.6.2	Ergebnisse der EMS-Datierungen	31
4.6.3	Zuverlässigkeit der EMS-Alter	40

5	Eigenschaften von Monazit	42
5.1	Vorkommen, Bildung und Stabilität	42
5.2	Chemische Eigenschaften	45
5.3	Pb-Systematiken und Komplikationen	49
5.3.1	Prozesse, die zu Alterszonarbau führen	51
5.4	Interpretation der Monazitalter	54
II	Geologischer Abschnitt	56
6	Geologischer Überblick	57
7	Ergebnisse: Darstellung der Altersdaten	62
7.1	Proben aus der WCZ	63
7.1.1	Region nördlich Vijayawada	64
7.1.2	Region Guntur	67
7.1.3	Region Edlapadu	75
7.1.4	Region Ongole	80
7.2	Proben aus der WKZ	80
7.2.1	Vijayawada-Gneis	80
7.2.2	Region Gokavaram	83
7.3	Region Paderu-Arakutal-Anakapalle	88
7.3.1	Paderu	88
7.3.2	Sunkarametta	91
7.3.3	Anantagiri	95
7.3.4	Anakapalle	98
7.4	Zentral-südlicher Bereich des EGB	107
7.4.1	Region Chipurupalle	109
7.4.2	Srikakulam	113
7.4.3	Tekkali	114
7.5	Zentral-nördlicher Bereich des EGB	117
7.5.1	Region Berhampur	119
7.5.2	Region Phulbani-Dashapalla	123
7.6	Chilka Lake Region	125
7.6.1	Geologie der Chilka Lake Region	126
7.6.2	Deformation	129
7.6.3	Metamorphosebedingungen	130
7.6.4	Satellitenbild-Auswertung	130
7.6.5	Tektonische Schlussfolgerungen	132
7.6.6	Alter der Deformation	133
7.6.7	Probenbeschreibungen und Monazitalter	133

7.6.8	Interpretation der EMS-Monazitalter	143
7.7	Angul-Region und Chandhikhol	149
8	Diskussion	154
8.1	WCZ und EKZ	155
8.2	WKZ (Gokavaram), Arakutal–Anakapalle, Srikakulam	159
8.3	Zentral-südlicher Bereich des EGB	163
8.4	Chilka Lake Region und zentral-nördlicher EGB	165
8.5	Zentraler Bereich der CMZ	168
8.6	Angul und Chandhikhol	169
8.7	Gliederung des EGB nach Th-U-Pb-Monazit Altern	170
9	Zusammenfassung	174
	Literaturverzeichnis	186
	Anhang	187
A	Mikrosonden - Tests für Bleistandards	188
B	Probenlokalitäten und Meßdaten	195
B.1	Probenlokalitäten	195
B.2	Messdaten	195

Abbildungsverzeichnis

2.1	Strahlbeständigkeit des Pb-Glases SV4001	6
2.2	WDS-Intensitätsprofile $\text{CaK}\alpha$, $\text{VK}\alpha$ und $\text{AsL}\alpha$ auf Pyromorphit	9
2.3	Messung der Homogenität entlang von Kornprofilen	12
2.4	Strahlbeständigkeit von Pyromorphit	13
2.5	WDS-Scan der $\text{PbM}\alpha$ -Linie auf Mmad.	16
2.6	WDS-Scan der $\text{ThM}\alpha$ -Linie auf Mmad.	17
2.7	WDS-Scan der $\text{UM}\beta$ -Linie auf Mmad.	18
2.8	Korrektur der $\text{YL}\gamma$ -Überlagerung auf $\text{PbM}\alpha$	20
3.1	Datierbarkeit ‚junger‘ Monazite	23
4.1	Konkordia-Darstellung der U-Pb-Alter	31
4.2	EMS-Alter KR 1-1	33
4.3	EMS-Alter KR 3-1	34
4.4	EMS-Alter Monazit und Pechblende KR 65-9	36
4.5	EMS-Alter Monazit KR 67-3	37
4.6	EMS-Alter Referenz-Monazit Mmad	37
4.7	EMS-Alter Charnockit An 2-3	38
4.8	BSE-Bilder der Vergleichsproben (Beispiele)	39
5.1	Löslichkeit in felsischen Schmelzen	44
5.2	Nomenklatur im Monazit-System	46
5.3	Darstellung Si+Ca gegen Th+U+Pb	47
5.4	Mischbarkeit im System CePO_4 - YPO_4	48
5.5	Beispielanalysen verschiedener Monazit-Typen	50
6.1	Struktureller Aufbau des EGB	58
7.1	Chemische Diskrimination in KR 3-1	67
7.2	BSE-Bilder Monazit KR 2-3 und KR 3-1	68
7.3	EMS-Alter Monazit KR 2-3 und KR 1-3	69
7.4	EMS-Alter Monazit KR 10-2	70
7.5	Spröde zerbrochene Monazitkörner in KR 10-4	71

7.6	EMS-Alter Monazit KR 10-4	72
7.7	EMS-Alter Monazit KR 11-2	73
7.8	EMS-Alter Monazit KR 12-5	74
7.9	EMS-Alter Monazit KR 13-2	76
7.10	EMS-Alter Monazit KR 22-7	76
7.11	BSE-Abbildungen Monazit KR 51-5 und KR 50-8	78
7.12	EMS-Alter Monazit KR 51-5	79
7.13	EMS-Alter Monazit KR 50-8	79
7.14	EMS-Alter Monazit KR 21-2 und KR 21-9b	81
7.15	Monazitkörner in KR 8-2 und KR 9-1	83
7.16	EMS-Alter Monazit KR 8-2 und KR 9-1	84
7.17	BSE-Abbildungen Monazit KR 25-1	85
7.18	EMS-Alter Monazit KR 25-1	85
7.19	BSE-Abbildungen Monazit KR 25-5	86
7.20	EMS-Alter Monazit KR 25-5	86
7.21	BSE-Abbildungen Monazit RS 55	87
7.22	EMS-Alter Monazit RS 55	88
7.23	BSE-Abbildungen Monazit G 85-1 und G 85-2	90
7.24	EMS-Alter Monazit G 85-1 und G 85-2	91
7.25	BSE-Abbildungen Monazit KR 61-6	92
7.26	EMS-Alter Monazit KR 61-6	93
7.27	BSE-Abbildungen Monazit KR 61-2	94
7.28	EMS-Alter Monazit KR 61-2	94
7.29	BSE-Abbildungen Monazit KR 60-1 und KR 60-5	96
7.30	EMS-Alter Monazit KR 60-1	97
7.31	EMS-Alter Monazit KR 60-5	97
7.32	Zusammengesetzte BSE-Abbildung Monazit KR 36-10	99
7.33	Exotische Phosphatparagenese in KR 36-10	100
7.34	BSE-Abbildungen Monazit KR 36-16	101
7.35	EMS-Alter Monazit KR 36-16	101
7.36	EMS-Alter Monazit KR 58-12	102
7.37	BSE-Abbildungen Monazit KR 36-3 und KR 58-10	103
7.38	EMS-Alter Monazit KR 58-15	104
7.39	EMS-Alter Monazit KR 36-6	105
7.40	EMS-Alter Monazit KR 36-3	106
7.41	BSE-Abbildungen Monazit EG 7-1	108
7.42	EMS-Alter Monazit EG 7-1	108
7.43	EMS-Alter Monazit R 16c	109
7.44	EMS-Alter Monazit R 16c	110
7.45	EMS-Alter Monazit KR 65-4	111
7.46	Chemische Eigenschaften Monazit KR 65-4	111

7.47	EMS-Alter Monazit KR 65-7	112
7.48	BSE-Abbildungen Monazit KR 67-2	113
7.49	Chemische Eigenschaften Monazit KR 67-2	114
7.50	EMS-Alter Monazit KR 67-2	115
7.51	BSE-Abbildungen Monazit KR 68-1	116
7.52	EMS-Alter Monazit KR 68-1	116
7.53	BSE-Abbildungen Monazit KR 92-1	118
7.54	EMS-Alter Monazit KR 92-1	119
7.55	BSE-Abbildungen Monazit KR 93-1	120
7.56	EMS-Alter Monazit KR 93-1	121
7.57	BSE-Abbildungen Monazit OK 66-1	121
7.58	EMS-Alter Monazit OK 66-1	122
7.59	BSE-Abbildungen Monazit KR 86-2 und KR 87-1	124
7.60	EMS-Alter Monazit KR 86-2	125
7.61	EMS-Alter Monazit KR 87-1	126
7.62	EMS-Alter Monazit KR 84-2	127
7.63	Geologische Übersichtskarte mit Strukturdaten der Chilka Lake Region	128
7.64	Satellitenbild-Analyse der Chilka Lake Region	131
7.65	BSE-Abbildungen Monazit KR 80-1	135
7.66	EMS-Alter Monazit KR 80-1	135
7.67	BSE-Abbildungen Monazit KR 39-1, 160200-3, CH 14-2 und 160200-13 .	137
7.68	SEE-Zonierung in 160200-3 (Leukosomprobe)	138
7.69	EMS-Alter Monazit 160200-3	139
7.70	EMS-Alter Monazit KR 39-1	139
7.71	EMS-Alter Monazit CH 14-2	140
7.72	EMS-Alter Monazit 160200-13	141
7.73	BSE-Abbildungen Monazit DQ 1b	142
7.74	EMS-Alter Monazit DQ 1b	143
7.75	BSE-Abbildungen Monazit DQ 2 und KR 40-2	144
7.76	EMS-Alter Monazit DQ 2	145
7.77	EMS-Alter Monazit KR 40-2	145
7.78	BSE-Abbildungen Monazit An 3-2 und An 6-1	150
7.79	EMS-Alter Monazit An 3-2	151
7.80	EMS-Alter Monazit An 6-1	152
7.81	BSE-Abbildungen Monazit KR 72-1	152
7.82	EMS-Alter Monazit KR 72-1	153
8.1	WCZ, angrenzende WKZ, Gokavaram, Paderu und Arakutal	158
8.2	Anakapalle und Srikakulam	161
8.3	Chilka Lake Region und zentraler Bereich des EGB	165
8.4	Angul und Chandhikhol	170

8.5	Unterschiede der verschiedenen EGB-Regionen	172
8.6	Übersichtskarte der EMS-Monazitalter	173
A.1	Intensitätsprofile der PbM β -Linien auf 4 verschiedenen SEE-Phosphat- Standards (Jarosewich und Boatner, 1991)	191

Tabellenverzeichnis

2.1	Ergebnisse der ICP-OES-Analysen	10
2.2	Bestimmung der Homogenitätsindizes für 5 Pyromorphitkörner	11
2.3	Standards und Spektrometer-Einstellungen	15
2.4	Analysen des ThO ₂ -Standards	19
4.1	Ergebnisse der U-Pb-Untersuchung	30
4.2	EMS und U-Pb-Alter im Vergleich	32
7.1	EMS-Alter der WCZ im Überblick	63
7.2	EMS-Alter der WKZ im Überblick	82
7.3	EMS-Alter der Region Arakutal-Anakapalle	89
7.4	EMS-Alter der Region Rayagada-Bobbili	107
7.5	EMS-Alter des zentral-nördlichen Bereichs des EGB	117
7.6	EMS-Alter der Chilka Lake Region	134
7.7	Rekonstruktion der geologischen Entwicklung der Chilka Lake Region .	148
7.8	EMS-Alter der Angul Region und Chandhikhol	149
A.2	Pyromorphit-Analysen (mit Pyromorphit selbst als Pb-Standard) . . .	188
A.1	Analysen des Pb-haltigen Wo-Di-Äk- Glases	190
A.3	Pyromorphit-Analysen mit Pb-Ge-Phosphat als Pb-Standard	192
A.4	Abhängigkeit der Kalibrationsergebnisse von der Messzeit	193
A.5	Analysen der SEE-Phosphat-Standards	194

Kapitel 1

Einleitung

Der Eastern Ghats Belt (EGB) ist ein granulitfazieller Gebirgsgürtel an der Ostküste Indiens. Er war einst Bestandteil eines proterozoischen Orogens innerhalb von Ost-Gondwana, welches die ausgedehnten archaischen Kratone auf indischer Seite (Dharwar-, Bastar- und Singhbhum-Kratone) von archaischen Kratonen in der Ostantarktis (Napier Komplex) trennte. Infolge seiner mehrphasigen tektono-metamorphen Entstehungsgeschichte, die sich episodisch über einen Zeitraum von mehr als 1 Ga vom Mittel-Proterozoikum bis ins frühe Phanerozoikum hinein erstreckte, ist sein struktureller Aufbau kompliziert und erst in Ansätzen verstanden.

Noch bis vor wenigen Jahren war nicht viel über den zeitlichen Verlauf der metamorphen Entwicklung des EGB bekannt. Erst seit der Veröffentlichung der ersten präzisen U-Pb Mineral-Altersdaten (Grew und Manton, 1986; Aftalion u. a., 1988) zeigte sich, dass eine granulitfazielle Überprägung vor etwa 960 Ma im Grenvillian stattfand. Über die Ausdehnung des betroffenen Gebietes war jedoch nichts bekannt. Erst durch die geochronologische Studie von Mezger und Cosca (1999), die ersten chemischen Monazit-Daten (Simmat und Raith, 1998) sowie U-Pb-Zirkon Daten aus weiteren Veröffentlichungen (Krause, 1998; Krause u. a., 2001; Kovach u. a., 1998, 2001) wurde klar, dass das fast ausschließlich granulitfazielle Kristallin des EGB eine regional unterschiedliche, mehrphasige metamorphe Überprägung erfuhr, insgesamt in der oben genannten Zeitspanne. Damit wurde die überregionale Bedeutung des EGB für das Verständnis der Bildung und des Auseinanderbrechens der Superkontinente Rodinia und Gondwana erkannt. Die geowissenschaftliche Forschung im EGB erlebt deshalb seit Mitte der 90er Jahre einen großen Aufschwung.

Unsere Kenntnis der Existenz und Ausdehnung verschiedener granulitfazieller Provinzen im EGB war zu Beginn dieser Arbeit noch sehr begrenzt. Ein vertieftes Wissen hierüber ist jedoch für das Verständnis der Entwicklungsgeschichte dieses Orogens essenziell und dazu beizutragen ist Ziel dieser Arbeit.

Die Methodik zur chemischen Datierung von Monazit mit der Mikrosonde ist noch relativ jung. Sie wurde Anfang der 90er Jahre von Suzuki und Adachi (1991) erstmals

präsentiert und bis etwa 1996 durch eine Reihe von Studien etabliert (Suzuki u. a., 1994; Montel u. a., 1996; Rhede u. a., 1996).

Die Idee, uran- oder thoriumhaltige Minerale chemisch zu datieren, gab es jedoch schon viel früher; bereits 1907 wurde das erste aus U-Pb-Verhältnissen von Pechblende berechnete Alter veröffentlicht (Boltwood, 1907). Vor fast 30 Jahren wurden Uraninit und Thorit erstmals mit der Mikrosonde datiert (Cameron-Shiman, 1978; Cuney u. a., 1982). Probleme bei der chemischen Datierung von Pechblende bereitete jedoch der oft signifikante Gehalt an gewöhnlichem Blei sowie der häufig metamikte Zustand und die damit verbundene Mobilität von Blei bei thermischen Ereignissen. Schließlich sind Pechblende und andere Minerale mit U und Th als Hauptelementen zu selten, um in den häufigsten Gesteinssystemen standardmäßig für Datierungen verwendet werden zu können.

Die große Ausnahme bildet das Seltene-Erden-Phosphat Monazit, welches in der Regel 1–17 Gew. % Thorium und 0.1–2 Gew. % Uran enthält. Das Mineral baut bei seiner Bildung nur geringe Mengen von gewöhnlichem Blei ein, die bei Monaziten mit gewöhnlichem Gehalt an Thorium und Uran nach wenigen 10er Ma gegenüber dem radiogen neu gebildeten Blei vernachlässigbar sind. Monazit ist außerdem fast nie metamikt und als akzessorische Phase in Metapeliten und Granitoiden sehr verbreitet. Die Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) ist aufgrund ihrer hohen Ortsauflösung gut geeignet auch kleinste Körner, Einschlüsse oder komplexe Körner *in-situ* und zerstörungsfrei zu analysieren. Es ist daher erstaunlich, dass erst gegen Ende der 80er Jahre die Idee aufgegriffen wurde, an diesem Mineral chemische Alter zu bestimmen. Die analytischen Voraussetzungen der EMS hätten schon in den 70er Jahren diese Möglichkeit geboten.

Die chemisch bestimmten Altersdaten sind allerdings nicht so genau wie U-Pb Isotopendaten; der Fehler ist in der Regel eine Größenordnung höher als bei massenspektrometrischen Methoden (TIMS, SHRIMP). Die SHRIMP bietet jedoch im Vergleich zur EMS nur eine Ortsauflösung von etwa 20 μm . Seit Mitte der 90er hat sich die EMS-Datierung von Monazit zu einer häufig angewendeten Methode entwickelt. Da mit ihr schnell, einfach und kostengünstig aussagekräftige Altersdaten gewonnen werden können, ist sie besonders gut dazu geeignet, in einer großen Region mit noch unbekannter Altersstruktur einen Überblick über die wesentlichen Metamorphoseereignisse und ihre regionale Verbreitung zu bekommen. Wegen der relativ hohen Fehler der chemisch bestimmten Monazitalter ist es jedoch meist nicht möglich, kurz aufeinander folgende Ereignisse zu unterscheiden, wenn sie nicht mehr als ca. 50 Ma auseinander liegen. Daher können zeitliche Abläufe innerhalb bestimmter Ereignisse erst durch Isotopenuntersuchungen geklärt werden.

Mit der Einrichtung der Methode im Labor der AG "Elektronenstrahl-Mikrosonde" in Bonn beschäftigt sich der erste Teil der Arbeit. Daran schließt sich die geologische Anwendung der Methode mit der Beschreibung der untersuchten Proben und Monazitkörner an, sowie die Auswertung und Interpretation der EMS-Daten. Es erfolgt schließlich die Gliederung des EGB in Regionen, die sich durch den zeitlichen

Verlauf ihrer metamorphen Entwicklung unterscheiden, soweit es die hier gewonnenen Monazit-Daten und ergänzend die von anderen Autoren publizierten geochronologischen Daten zulassen. Eine Sonderstellung nimmt die Chilka Lake Region im Nordosten des EGB ein, denn hier erfolgte eine besonders intensive und strukturkontrollierte Probenahme, die in Verbindung mit den strukturgeologischen Daten von C. Dobmeier (FU Berlin) eine tiefer gehende Interpretation der EMS-Monazitalter ermöglichte. Das Ergebnis dieser Arbeit wurde bereits in Dobmeier und Simmat (2002) veröffentlicht.

Ein weiterer Aspekt dieser Arbeit ist die Einbeziehung der chemischen Vollanalysen der Monazite bei der Interpretation der festgestellten Alter. Monazit gewinnt zunehmend an Bedeutung für die Geochronologie, aber unsere Kenntnis über Eigenschaften wie Pb-Diffusion, Rekristallisation auslösende Mechanismen, Bildungsbedingungen und die Ursache chemischer Variationen ist jedoch noch sehr lückenhaft. Im Verlauf der letzten Jahre bis zur Fertigstellung dieser Arbeit erschienen einige Arbeiten zu dieser Thematik, so dass wir heute wenigstens über einige der wesentlichen Eigenschaften von Monazit besser Bescheid wissen. In dieser Arbeit wird versucht, anhand der chemischen Daten und der BSE-Bilder Zusammenhänge zu Milieubedingungen zu erkennen. Dies kann jedoch nur empirisch erfolgen, zur Lösung vieler ungeklärter Fragen bezüglich der Entstehungsbedingungen, der chemischen und thermischen Stabilität und insbesondere des Rekristallisationsverhaltens wären spezielle experimentelle Untersuchungen notwendig.

Im wesentlichen werden die chemischen Daten dazu verwendet, verschiedene Monazitgenerationen innerhalb einer Probe zu diskriminieren. Oft lassen sich qualitative Rückschlüsse auf die Bildungstemperaturen verschiedener Monazitgenerationen ziehen, da die Sättigungskonzentration schwerer SE-Elemente in dem Phosphat positiv mit der Temperatur korreliert ist (Gratz und Heinrich, 1997). So können in einigen Fällen verschiedene Stadien der Metamorphose sicher datiert werden.

Teil I

Methodischer Abschnitt

Kapitel 2

Analytische Grundlagen der EMS-Datierung von Monazit

Die Datierung von Monazit mit der EMS basiert auf einer möglichst genauen Messung der Thorium-, Uran- und Blei-Gehalte. Sie erfolgte im Rahmen dieser Arbeit mit einer Elektronenstrahl-Mikrosonde vom Typ *Camebax Microbeam* im Mineralogisch-Petrologischen Institut der Universität Bonn. In diesem Kapitel werden die Standards und die analytischen Bedingungen beschrieben.

2.1 Standards

Ein idealer Standard für die Messung von Thorium, Uran und Blei sowie auch der SE-Elemente wäre ein chemisch homogener Monazit. Dann wären für Standard und Probe sehr ähnliche Matrixbedingungen gewährleistet. Ein solcher Monazit steht jedoch leider nicht zur Verfügung und ist anscheinend noch nicht gefunden worden. Im Verlauf dieser Arbeit wurden Monazite aus vielen Proben gemessen, aber alle erwiesen sich als chemisch inhomogen.

2.1.1 ThO₂-und UO₂-Standards (synthetisch)

Für die Messung von Thorium diente ein ThO₂-Standard von PLANO¹. Er enthält 87.88% Th bei einer zertifizierten Reinheit von 99.9%. Das gesinterte Material hat ein überwiegend feinkörniges Gefüge und ist deshalb nicht gleichmäßig polierbar. Der Standard enthält jedoch einige größere anpolierte Körner, die für den 2–3 μm breiten Elektronenstrahl eine ausreichend große Fläche bieten. Vor jeder Kalibration muss deshalb eine gute Strahlposition eingestellt werden, was durch die kräftige Kathodolumineszenz des Thoriumoxids erleichtert wird.

¹PLANO W. Plannet GmbH Elektronenmikroskopie

Der UO_2 -Standard ist ebenfalls von PLANO und hat eine zertifizierte Reinheit von 99.06 % UO_2 , davon 87.32 Gew. % U und 11.74 ± 0.509 Gew. % O_2 (Uran-Gehalt laut Zertifikat nach Stöchiometrie). Auch dieser Standard ist nicht gleichmäßig poliert, bietet aber ausreichend viele zur Kalibration geeignete Stellen.

2.1.2 Blei-Standards

Ein geeigneter kommerzieller Pb-Standard war nicht erhältlich, so auch nicht der früher von *Cameca* angebotene Vanadinit ($\text{Pb}_5[\text{Cl}/(\text{VO}_4)_3]$), der z. B. von Rhede u. a. (1996) verwendet wurde. Deshalb wurden verschiedene Materialien auf ihre Eignung als Pb-Standard untersucht.

Bleiglas SV4001 Das von der Firma *Breitländer* als RFA-Standard angebotene Pb-Glas SV4001 mit 6 Gew. % PbO erwies sich als nicht strahlbeständig. Bei Tests mit Anregungsbedingungen von 15 kV und 70 nA entstand bei Auftreffen des Strahls ein Schmelzkrater und das im Glas enthaltene Natrium (5.73 ± 0.08 Gew. %) verdampfte bereits nach wenigen Sekunden zu einem Großteil (Abb. 2.1), wodurch der zertifizierte Bleigehalt auch nicht mehr gewährleistet ist.

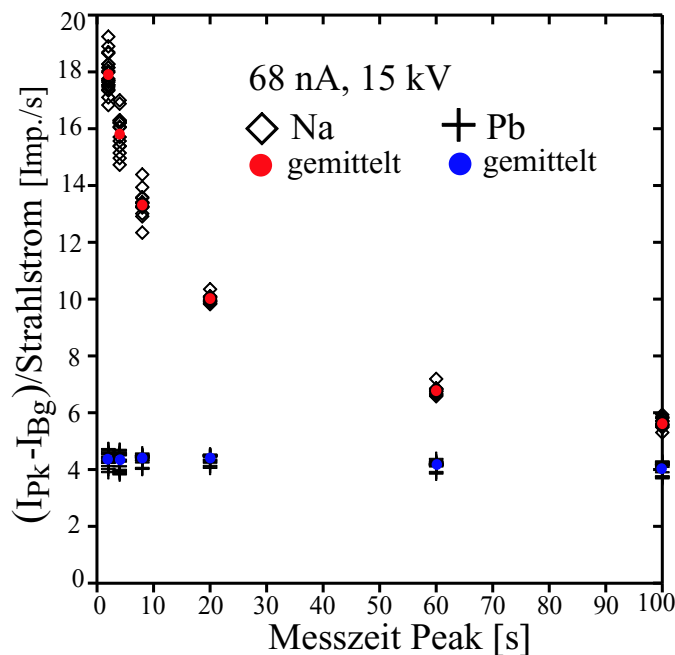


Abb. 2.1: Strahlbeständigkeit des Pb-Glases SV4001 der Firma Breitländer. Dargestellt ist die Abnahme der auf den Strahlstrom normierten, Untergrund-bereinigten Intensität der $\text{NaK}\alpha$ -Linie mit zunehmender Messdauer. Sie fällt bereits nach etwa 20 s um die Hälfte, d. h. der Standard ist nicht strahlbeständig.

Pb-haltiges Diopsid-Wollastonit-Äckermanit-Glas Ein Versuch von Dipl.-Min. M. Schosnik (Mineralogisches Institut der Universität Marburg) ein Pb-haltiges Diopsid-Wollastonit-Äckermanit-Glas als Standard für die Monazit-Analysen herzustellen, war leider nicht erfolgreich. Die mit 1 Gew.% PbO dotierte Oxid-Mischung wurde in einem Spiegelofen aufgeschmolzen und dabei mit einer Rühr-Vorrichtung homogenisiert. Die abgeschreckte Schmelze lieferte ein schlieren- und einschlussfreies Glas. Im Vergleich zur Dotierung ergaben die EMS-Messungen jedoch mit dem weiter unten beschriebenen Pyromorphit-Standard (Tab. A.1) einen Bleigehalt von nur 0.13 Gew. % mit einer Standardabweichung von 0.06 Gew. % (2σ). Möglicherweise ist ein großer Teil des Bleis während des Schmelzvorgangs verdampft, oder ein Teil des Bleioxids hat sich nicht mit der Silikatschmelze gemischt.

Blei-Germanium-Phosphat($\text{Pb}_5\text{GeP}_2\text{O}_{12}$) Dieses synthetische Phosphat wurde von Herrn Dr. F. Wallrafen (Mineralogisch-Petrologisches Institut Uni Bonn) zur Verfügung gestellt und laut Angabe stöchiometrisch zusammengesetzt. Die Substanz ist chemisch dem Pyromorphit sehr ähnlich, wobei diesem gegenüber pro Formeleinheit ein $\text{P}^{5+} + \text{Cl}^-$ durch ein Ge^{4+} und (vermutlich) eine Fehlstelle ersetzt sind. Das Phosphat wäre wahrscheinlich als Pb-Standard geeignet, wurde aber nicht genauer untersucht, weil bereits der im folgenden Abschnitt beschriebene Pyromorphit verwendet wurde.

Pyromorphit Unter den natürlichen Bleimineralen bietet sich das zur Apatitgruppe gehörende Pb-Cl-Phosphat Pyromorphit ($\text{Pb}_5[\text{Cl}(\text{PO}_4)_3]$) zur Verwendung als Pb-Standard an. Es hat zwar mit 76.4 Gew.% Pb einen noch höheren Pb-Gehalt als die gelegentlich als Pb-Standard verwendeten Minerale Vanadinit ($\text{Pb}_5[\text{Cl}(\text{VO}_4)_3]$ mit 73.1 Gew.% Pb; Rhede u. a., 1996) oder Krokoid (PbCrO_4 mit 64.0 Gew.% Pb; Scherrer u. a., 2000). Das Phosphat hat jedoch eine dem Monazit ähnlichere Matrix. Andere Minerale kommen kaum in Frage: Blei ist als siderophiles Element meist in Sulfiden enthalten, in denen noch mehr Pb enthalten ist (Galenit, PbS) oder in denen eine homogene Zusammensetzung kaum zu erwarten ist (komplexe Sulfide). Zudem überlagern sich die $\text{PbM}\alpha$ und die $\text{SK}\alpha$ -Linien.

Eine Pyromorphit-Stufe aus dem Museum des Mineralogisch-Petrologischen Instituts der Universität Bonn enthält reichlich frei gewachsene Pyromorphitkristalle in Hohlräumen von zellig-kavernösem Gangquarz. Sie stammt aus der Grube Rosenbusch, die sich im Königstieler Gangzug bei Braubach befindet. Die Kristalle sind bis etwa 1 cm groß, farblos-klar bis leicht bräunlich-getrübt und überwiegend frei von festen Einschlüssen. Bei hoher Vergrößerung unter dem Mikroskop sind in den getrühten Kristallen feine Fluideinschlüsse erkennbar.

Zusammensetzung des Pyromorphits

Die Zusammensetzung des Pyromorphits wurde zunächst mit der EMS untersucht, denn in Pyromorphit kann durch Mischbarkeiten mit Apatit ($\text{Ca}_5[(\text{OH},\text{F})|(\text{PO}_4)_3]$) und Mimetesit ($\text{Pb}_5[\text{Cl}|(\text{AsO}_4)_3]$) Blei durch Calcium und Phosphor durch Arsen ersetzt sein (Klockmann, 1978). Außerdem wurden die Kristalle auf ihren Gehalt an Vanadium überprüft (Vanadinit: $\text{Pb}_5[\text{Cl}|(\text{VO}_4)_3]$). Dazu wurden die Intensitätsprofile der Kalzium $\text{K}\alpha$ -, Arsen $\text{L}\alpha$ -, und Vanadium $\text{K}\alpha$ -Linien gescannt (Abb. 2.2, S. 9). Diese ergaben, dass Arsen und Vanadium nicht nachweisbar sind, ein flacher Ca-Peak zeigt jedoch einen geringen Kalzium-Gehalt an. Bei den anschließend durchgeführten EMS-Analysen des Pyromorphits wurden Ca-Gehalte zwischen 0.00 und 0.29 Gew. % gemessen, (Tab. A.2, S. 188 und A.3, S. 192). Aufgrund des variablen Ca-Gehalts wurde zur Kalibration statt der stöchiometrischen 76.4 Gew. % Blei nur 76.2 Gew. % angenommen. Die mit dem Pb-Ge-Phosphat als Pb-Standard durchgeführten Pb-Messungen (Tab. A.3) ergaben einen mittleren Gehalt von 75.83 Gew. % Pb, das sind 0.5 Gew. % weniger als der theoretische Gehalt von 76.2 Gew. %. Kraeft (1993) veröffentlichte ohne Angabe der Methode folgende Analyse von Pyromorphit des gleichen Typs dieser Lokalität (in Gew.%): Pb: 75.4, P: 21.1–21.9, Cl: 12.6, Ca: 0.04 bis 0.36, Summe übriger Elemente: < 0.2.

ICP-OES Der Bleigehalt des Pyromorphits wurde an zwei Proben auch mit einem ICP-kombinierten Optischen Emissions-Spektrometer (ICP-OES) analysiert. Die Probelösungen mit Pb-Konzentrationen von etwa 100 ppm (kalibrierter Bereich der ICP-OES) wurden im Mineralogisch-Petrologischen Institut hergestellt. Dazu wurden jeweils etwa 60 mg Pyromorphit auf einer Analysenwaage eingewogen, in 500 ml Messkolben mit 10 ml Königswasser über Nacht gelöst und anschließend mit doppelt destilliertem Wasser aufgefüllt. Anschließend wurden Blei und Phosphor im Institut für Anorganische Chemie der Universität Bonn an einem IRIS Advantage ICP-OES (Thermo Jarrel Ash Corporation) simultan analysiert. Das Gerät wurde durch eine Zweipunktstandardisierung mit den Lösungen Pb (100 ppm) / P (10 ppm) und Pb (80 ppm) / P (6 ppm) in einer der Probenlösung entsprechenden Säurematrix kalibriert. Zur Messung dienten die Emissionslinien Pb 2203 nm und P 1782 nm. Das Argonplasma lief mit einer Leistung von 1150 W mit ca. 18 l/min Plasmagas, 0.5 l/min Hilfgas und 0.65 l/min Zerstäubergas. Die Probelösung wurde mit 2.41 ml/min über einen Glaszerstäuber in das Plasma gesprüht. Beide Proben wurden zweimal mit jeweils drei Einzelmessungen analysiert, mit Integrationszeiten von 20 s im unteren und 10 s im oberen Wellenlängenbereich. Zwischen den Messungen lagen jeweils 30 s Spülzeit. Die Ergebnisse sind in Tab. 2.1 zusammengefasst. Für beide Proben ergaben sich Gehalte von 76.58 ± 0.26 (1σ) und 76.18 Gew. % ± 0.20 (1σ), im Mittel 76.38 Gew. % Pb mit einer Standardabweichung der zwölf Einzelmessungen von 0.3 Gew. % (1σ).

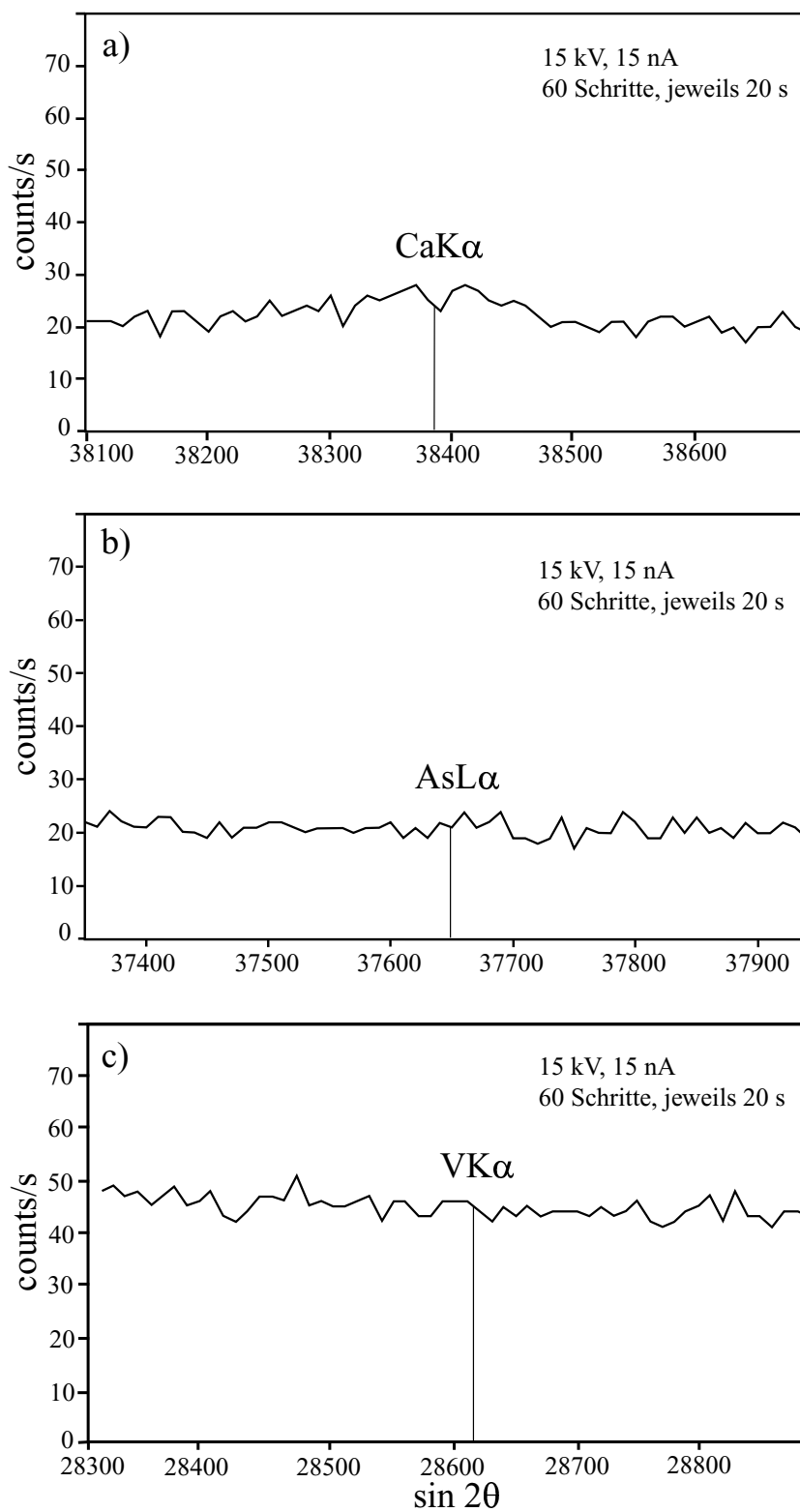


Abb. 2.2: WDS-Intensitätsprofile der CaK α -, VK α - und AsL α -Linien (Pyromorphit)

Tab. 2.1: Ergebnisse der ICP-OES-Analysen

Probe	Pyr [mg]	Verd. [ppm]	c (Pyr) [ppm]	c (P_{gem}) [ppm]	c (Pb_{gem}) [ppm]	P [Gew. %]	Pb [Gew. %]
1 (Mess. 1)	59.5	E/500	119.0	8.37	91.35	7.03	76.76
1 (Mess. 2)	59.5	E/500	119.0	8.38	90.91	7.04	76.39
Mittel						7.04	76.58
2 (Mess. 1)	58.1	E/500	116.2	8.22	88.47	7.07	76.14
2 (Mess. 2)	58.1	E/500	116.2	8.29	88.58	7.13	76.23
Mittel						7.10	76.18
Mittel						7.07	76.38
1 σ (4 \times 3 Mess.)						0.07	0.30

Homogenität

Die Homogenität des Pyromorphits wurde mit der EMS durch Messung der Intensitäten der PbM α , CaK α und AsL α -Linien entlang von Profilen auf fünf verschiedenen Kristallen geprüft (Abb. 2.3, S. 12). Die einzelnen Messpunkte der Profile wurden unter den Bedingungen 15 kV, 13 nA und 20 s Messzeit gemessen. Anstelle zufällig ausgewählter Messpositionen wurden Profile gemessen, um eventuelle Zonierungen zu erkennen. Zur Beurteilung der Homogenität der einzelnen Körner, wurde ähnlich vorgegangen wie bei Jarosewich und Boatner (1991) beschrieben, in dem die beobachtete Standardabweichung der Zählraten mit der aus den Impulsen berechneten Standardabweichung der gemittelten Zählrate ins Verhältnis gesetzt wurde. Dies Verhältnis ist der Homogenitätsindex α , welcher ideal bei eins liegen sollte (Boyd u. a., 1967).

$$\alpha = \frac{1\sigma_{beob.}}{1\sigma_{calc.}} \quad (2.1)$$

wobei bei einer Messzeit von 20 s pro Punkt

$$1\sigma_{calc.} = \frac{\sqrt{20 \cdot \overline{Zählrate}}}{20} \quad (2.2)$$

ist.

Die Probe wird als ausreichend homogen betrachtet, wenn α kleiner drei ist. Das bedeutet, dass die beobachtete Standardabweichung innerhalb von 3σ der berechneten Standardabweichung der mittleren Zählrate liegt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 2.2 zusammengefasst. Die Homogenitätsindizes der fünf Profile liegen für Blei zwischen 1.0 und 1.6, die aller Einzelmessungen bei 2.1. Somit ist der Pb-Gehalt im Pyromorphit als homogen anzusehen. Eine Erklärung dafür, dass der gesamte Homogenitätsindex

Tab. 2.2: Bestimmung der Homogenitätsindizes für 5 Pyromorphitkörner

	Profil 1 N = 100	Profil 2 N = 18	Profil 3 N = 49	Profil 4 N = 48	Profil 5 N = 99	Ø N = 314
Blei						
Mittelwert	814	802	788	794	798	801
1 σ (beob.)	7.7	6.1	9.2	8.2	10.3	12.9
1 σ (calc.)	6.4	6.3	6.3	6.3	6.3	6.3
Homogenitätsindex	1.2	1.0	1.5	1.3	1.6	2.1
Kalzium						
Mittelwert	29.5	31.7	29.0	28.5	33.9	30.8
1 σ (beob.)	4.2	3.9	2.8	2.5	4.5	4.5
1 σ (calc.)	1.2	1.3	1.2	1.2	1.3	1.2
Homogenitätsindex	3.5	3.0	2.3	2.1	3.5	3.6
Arsen						
Mittelwert	20.7	20.4	20.7	21.2	21.1	20.9
1 σ (beob.)	1.1	1.1	1.12	1.2	1.5	1.3
1 σ (calc.)	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Homogenitätsindex	1.1	1.1	1.2	1.5	1.5	1.3

größer ist als die Indizes der Einzelkörner könnte neben einer nicht signifikanten Inhomogenität auch darin liegen, dass sich mit zunehmender Messzeit Geräteinstabilitäten auf die Streuung der Zählraten auswirken. Innerhalb der Messung eines einzelnen Profils sind Systemschwankungen weniger wahrscheinlich als innerhalb der Messdauer aller fünf Profile.

Für Kalzium liegen die Homogenitätsindizes zwischen 2.1 und 3.5, der Gesamtindex bei 3.6. Dies deutet auf eine inhomogene Ca-Verteilung in den Körnern, was auch visuell im Profil (Abb. 2.3e) erkennbar ist. Es gibt offenbar einzelne Ca-reichere Domänen, jedoch keine regelmäßige Zonierung.

Für Arsen liegen die einzelnen Homogenitätsindizes zwischen 1.1 und 1.5, der Gesamtindex bei 1.3. Allerdings wurde ja schon mit Hilfe des WDS-Scan (Abb. 2.2) die Abwesenheit von Arsen festgestellt.

Strahlbeständigkeit

Zur Überprüfung der Strahlbeständigkeit wurde mit verschiedenen langen Messzeiten auf Pyromorphit kalibriert und die Ergebnisse verglichen. Dabei ergab sich mit zunehmender Zählzeit eine geringfügig ansteigende, auf den Strahlstrom normierte Intensität (Abb. 2.4). Bei der in der Praxis verwendeten Kalibrationszeit von 200 s (100 s

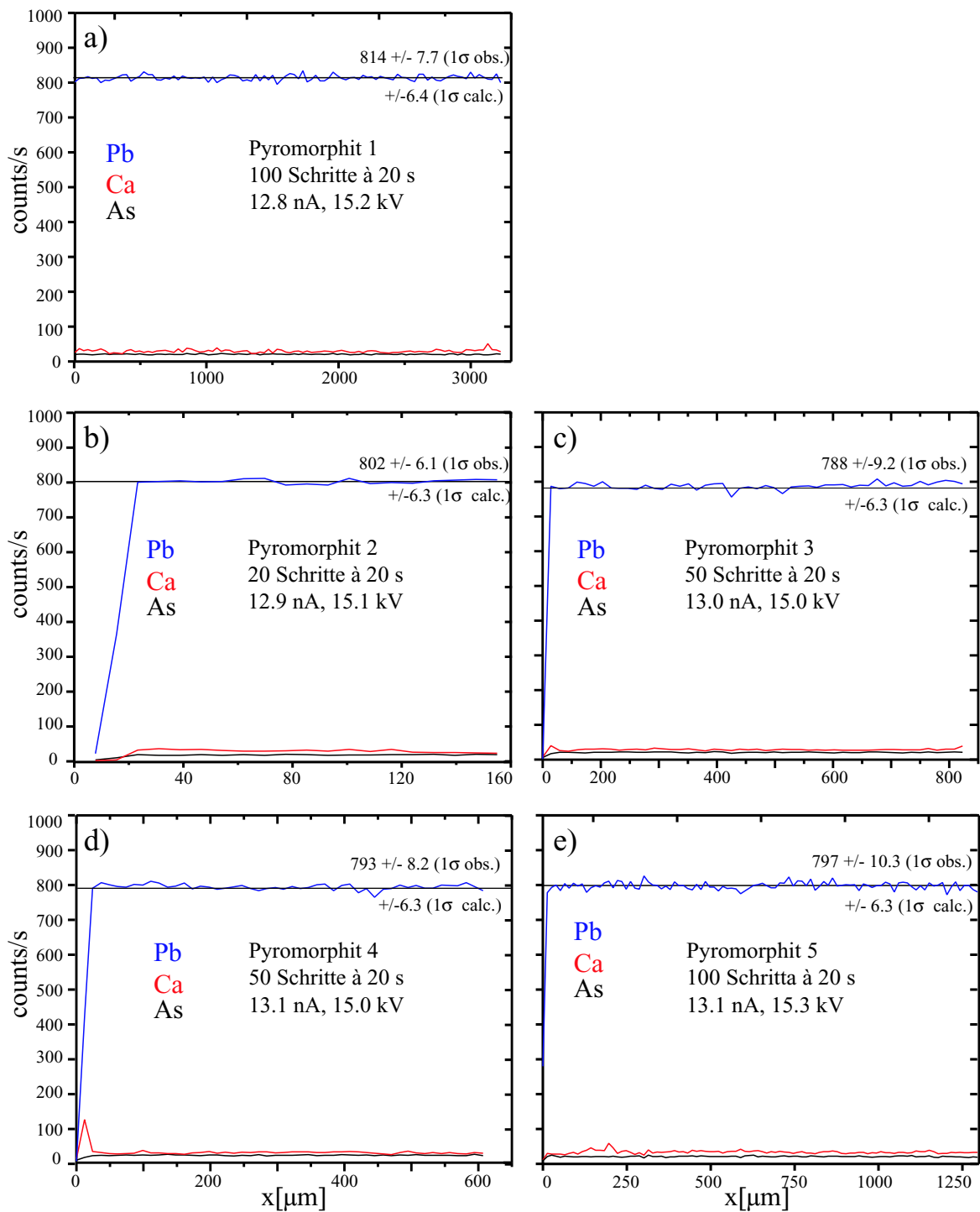


Abb. 2.3: Messung der Pb, Ca und As-Gehalte verschiedener Pyromorphit-Körner entlang Profilen. Neben dem visuellen Eindruck erlauben die einzelnen Messpunkte der Profile über das Verhältnis der beobachteten zur theoretischen Standardabweichung der Zählraten (Homogenitätsindex, siehe Text) eine Aussage über die Homogenität (Tab. 2.2). Die Hilfslinien entsprechen dem Mittelwert der Intensitäten in den einzelnen Profilen.

trische Zusammensetzung besitzt. Nach pers. Mitteilung von Dr. Peter Appelt (Universität Kiel) können in diesen Standards jedoch bis zu mehrere Gew. % Pb enthalten sein. Daraufhin wurden die SEE-Phosphate mit der EMS auf ihren Pb-Gehalt überprüft und es zeigte sich, dass insbesondere der CePO_4 -Standard tatsächlich bis zu 3 Gew. % Pb enthält. Die übrigen SEE-Phosphate bis zum GdPO_4 enthalten mit etwa 1.2 bis 0.7 Gew. % weniger Pb, die Schweren SEE-Phosphate ab Dy enthalten bedeutungslose Pb-Gehalte. Auch YPO_4 ist nach der Y-Korrektur (Abb. 2.8, Seite 20) Pb-frei. Zusätzlich zu den Messungen (Tab.A.5) wurde von vier Phosphaten die $\text{PbM}\beta$ -Linie gescannt (Abb. A.1). Es hat sich bestätigt, dass das zur Korrektur der $\text{YL}\gamma$ -Überlagerung auf $\text{PbM}\alpha$ verwendet Y-Phosphat, kein Blei enthält. Die SEE wurden gegen sich selbst gemessen.

Die Anwesenheit von Blei in den beschriebenen Gehalten hat zur Folge, dass die Messwerte der LSEE leicht erhöht sind. Dies äußert sich darin, dass die Analysensummen der Monazit-Analysen meist im Bereich zwischen 100–102% liegen. Jedoch wurden die SEE hauptsächlich mit der Absicht gemessen, verschiedene Monazit-Typen voneinander zu unterscheiden und möglichst realistische Zusammensetzungen für die Matrix-Korrektur zu verwenden. Außerdem bietet die Analysensumme trotzdem noch eine wertvolle Kontrolle der Gerätestabilität. Zusammenfassend sind in Tabelle 2.3 alle zur Monazit-Analyse verwendeten Standards aufgelistet.

2.2 Messbedingungen

Da es das wesentliche Ziel dieser Arbeit war, aus den regionalen Systematiken der Monazit-Altersmuster Einblicke in die Architektur und Entwicklungsgeschichte des EGB zu gewinnen, musste eine möglichst große Zahl von Proben datiert werden. Leider verfügt die verwendete Elektronenstrahl-Mikrosonde nicht über eine Vorrichtung zur Durchführung von automatischen Messungen, was besonders für die Messung von Altersprofilen auf einzelnen Körnern sehr hilfreich gewesen wäre. Die Messzeiten wurden deshalb als Kompromiss zwischen notwendiger Messgenauigkeit und Zeitaufwand gewählt.

Außerdem wächst mit zunehmender Messzeit die Gefahr einer Drift des Strahlstroms, was den Nutzen langer Messzeiten wieder zunichte machen würde.

Zur Unterscheidung der wesentlichen metamorphen Ereignisse reicht die unter den gewählten Bedingungen erreichte Präzision der Alter aus, wie der in Kap. 4 beschriebene Vergleich von EMS-Altern mit U-Pb Isotopenaltern der gleichen Proben zeigt.

In Anlehnung an Montel u. a. (1996) wurden zu Beginn der Arbeit nur Uran, Thorium und Blei gemessen. Für die PAP-Matrix-Korrektur (Pouchou und Pichoir, 1984) wurde eine durchschnittliche Monazit-Zusammensetzung als Matrix vorgegeben. Der Einfluss verschiedener Matrix-Zusammensetzungen auf das Alter ist vernachlässigbar, wie Montel u. a. (1996) mit einem Monte-Carlo-Verfahren nachgewiesen haben. Den-

Tab. 2.3: Standards und Spektrometer-Einstellungen der im Monazit-Analyseprogramm enthaltenen Elemente

Elem.	Standard	Linie	Krist.	$\sin 2\vartheta$	Bg ⁺	Bg ⁻	Pk[s]	Bg[s]
U	UO ₂	M β	PET	42475	700	-1000	100	2 × 50
Pb	Pyromorphit	M α	PET	60393	1200	-1100	100	2 × 50
Th	ThO ₂	M α	PET	47363	700	-700	100	2 × 40
P	PrPO ₄	K α	TAP	23968	400	-400	20	2 × 10
Si	Jd-Di-Glas	K β	TAP	27737	700	-700	20	2 × 10
Al	Al ₂ O ₃	K α	TAP	32463	700	-700	20	2 × 10
Y	YPO ₄	L α	TAP	25103	840	-520	40	2 × 20
La	LaPO ₄	L α	PET	30407	500	-500	20	2 × 10
Ce	CePO ₄	L α	PET	29272	500	-500	20	2 × 10
Pr	PrPO ₄	L β	PET	25819	-	-240	40	40
Nd	NdPO ₄	L β	PET	24768	770	-1000	20	2 × 10
Sm	SmPO ₄	L β	LiF	49602	360	-	40	40
Gd	GdPO ₄	L β	LiF	45867	530	-420	40	2 × 20
Dy	DyPO ₄	L β	LiF	42480	600	-400	40	2 × 20
Er	ErPO ₄	L β	LiF	39420	600	-	40	40
Yb	YbPO ₄	L β	LiF	41520	550	-850	40	2 × 20

noch wurde bald klar, dass es vorteilhaft ist, die gesamte Monazit-Zusammensetzung zu analysieren. Für die Interpretation der Altersdaten sind Informationen über den chemischen Zonarbau der Monazitkörner sehr wertvoll. Während der langen Messzeiten von U, Th und Pb sind einige Spektrometer ungenutzt, so dass mit nur drei Minuten Verlängerung der Analysezeit pro Punkt insgesamt 17 wichtige Elemente im Monazit gemessen werden können. Neben den leichten und einigen schweren SEE wurden P, Ca, Si und Al sukzessiv in das Messprogramm mit aufgenommen, wobei Al als Indikator für Fremdkorn-Anregung bei Kornrandmessungen dient.

2.2.1 Anregungsbedingungen

Die ersten Versuche wurden wie bei Montel u. a. (1996) mit Anregungsbedingungen von 15 kV und 90 nA durchgeführt. Unter diesen Bedingungen ließ sich der Elektronenstrahl nur auf einen Durchmesser von 3–5 μm fokussieren. Zudem gab es oft Probleme durch Probenaufladung, was sich im Verlauf der Messung durch Schwankungen des absorbierten Stroms bemerkbar machte. Unter Anregungsbedingungen von 20 kV und 50 nA lässt sich der Strahl dagegen auf 2–3 μm fokussieren. Aufladungseffekte treten nur noch auf, wenn die Bedampfung zu dünn ist oder sich ablöst, was gelegentlich

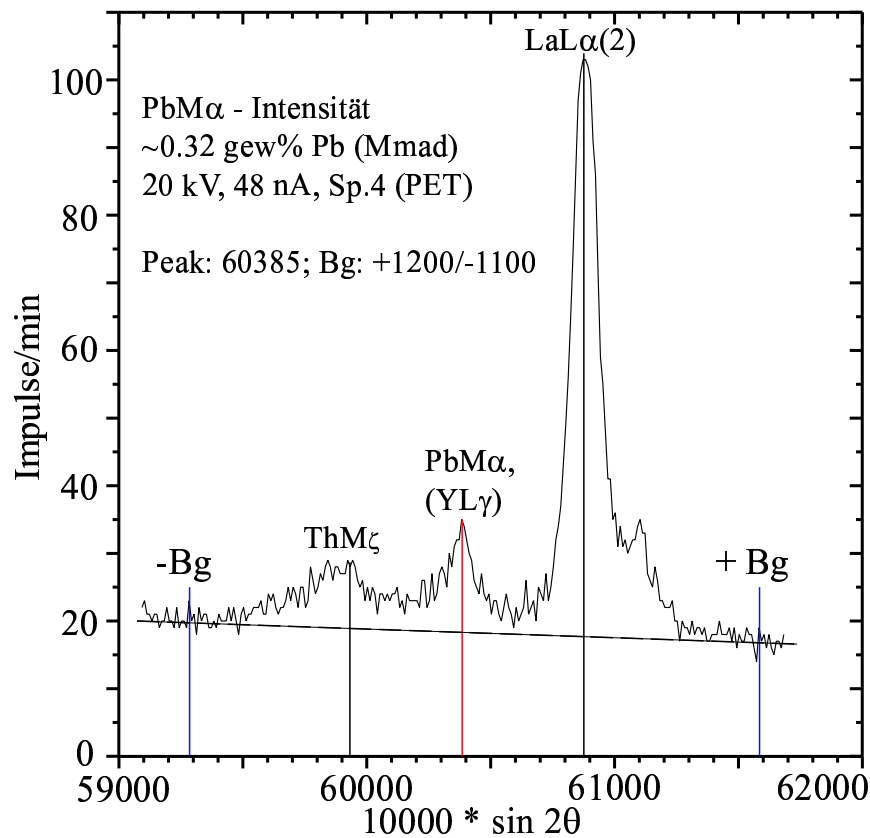


Abb. 2.5: WDS-Scan der PbM α -Linie auf Mmad.

vorkommt und ein erneutes Bedampfen erfordert.

2.2.2 Spektrometereinstellungen

Um möglichst überlagerungsfreie Untergrundpositionen zu ermitteln, wurden die Intensitätsprofile der Emissionslinien der wichtigsten im Messprogramm enthaltenen Elemente gescannt. Sie wurden unter Analysebedingungen auf der Monazit-Referenzprobe Süd-Madagaskar (mmad) aufgenommen. (Abb. 2.5, 2.6 & 2.7). Ohne Zweifel entstehen die größten Probleme bei der EMS-Datierung von Monazit durch Linienüberlagerungen. Völlig frei von Überlagerungen ist nur die ThM α -Linie (Abb. 2.6). Dagegen interferiert die PbM α Linie (60420) mit der an fast gleicher Stelle liegenden YL γ -Linie (60367), was bei Y-reichen Monaziten einen erkennbaren Einfluss auf das Alter hat. Daneben gibt es auf PbM α die weniger bedeutsamen Überlagerungen mit zwei ThM ζ -Linien (59930, 60920) und der LaL α Linie zweiter Ordnung (Abb. 2.5). Für die UM β -Linie besteht eine Überlappung der mit der ThM γ -Linie erster Ordnung (Abb. 2.7). Der störende Einfluss der einzelnen Überlagerungen wird in den bisherigen

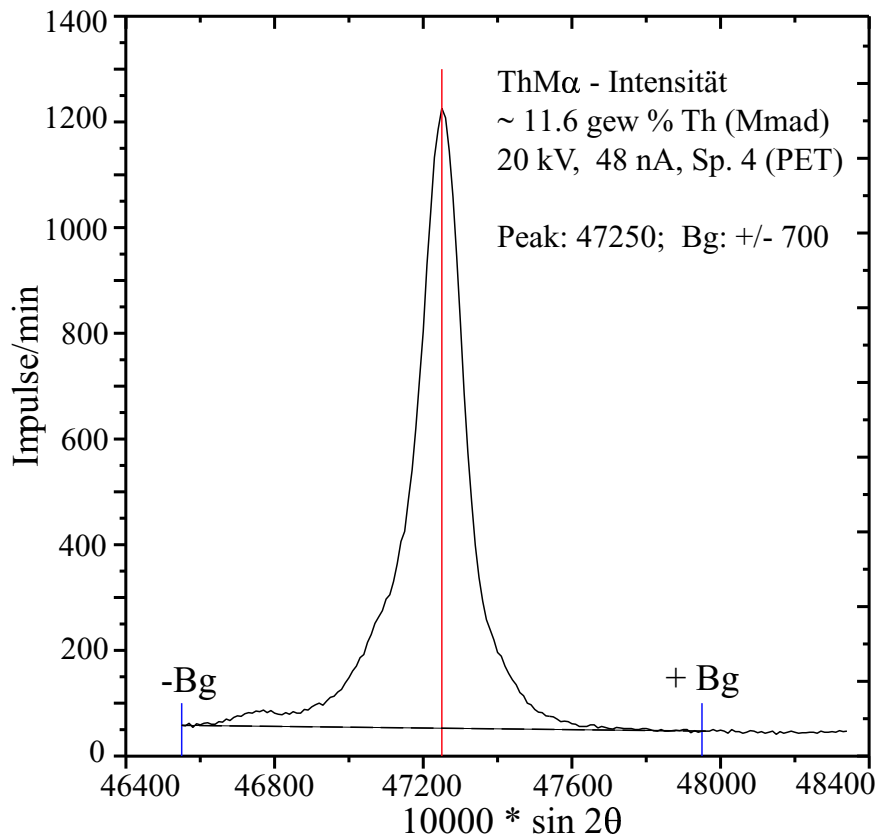


Abb. 2.6: WDS-Scan der ThM α -Linie auf Mmad.

Veröffentlichungen als unterschiedlich gravierend eingestuft; zum Teil werden sie korrigiert, zum Teil nicht. Eine Zusammenstellung der von den verschiedenen Autoren angewendeten Strategien ist in Scherrer u. a. (2000) gegeben. Von manchen Autoren wird wegen der Überlagerungen auf der PbM α -Linie die überlagerungsfreie PbM β -Linie verwendet (Rhede u. a., 1996; Scherrer u. a., 2000). Allerdings sind durch die geringere Intensität dieser Linie längere Zählzeiten erforderlich. Scherrer u. a. (2000) beschrieben einen deutlichen Einfluss der Th ζ -Linien bei Th-reichen Monaziten, während den Überlagerungen laut Montel u. a. (1996), ebenso wie der LaL α (2) und auch der Th-U-Überlagerung ausgewichen werden kann. Eigene Messungen unter Analysebedingungen auf dem ThO₂-Standard ergaben, dass bei einem Th-Gehalt von 87.88 Gew. % lediglich 500 ppm überlagerungsbedingtes, vorgetäushtes Blei gemessen werden (Tab. 2.4). Lineare Extrapolation auf hohe Th-Gehalte in Monazit von 20–10 Gew. % ergibt einen scheinbaren Pb-Gehalt von 57–114 ppm bzw. folgende Korrekturformel:

$$\text{Pb}_{\text{korrigiert}} = \text{Pb}_{\text{gemessen}} - 0.0006 \cdot \text{Th}_{\text{gemessen}} \quad (2.3)$$

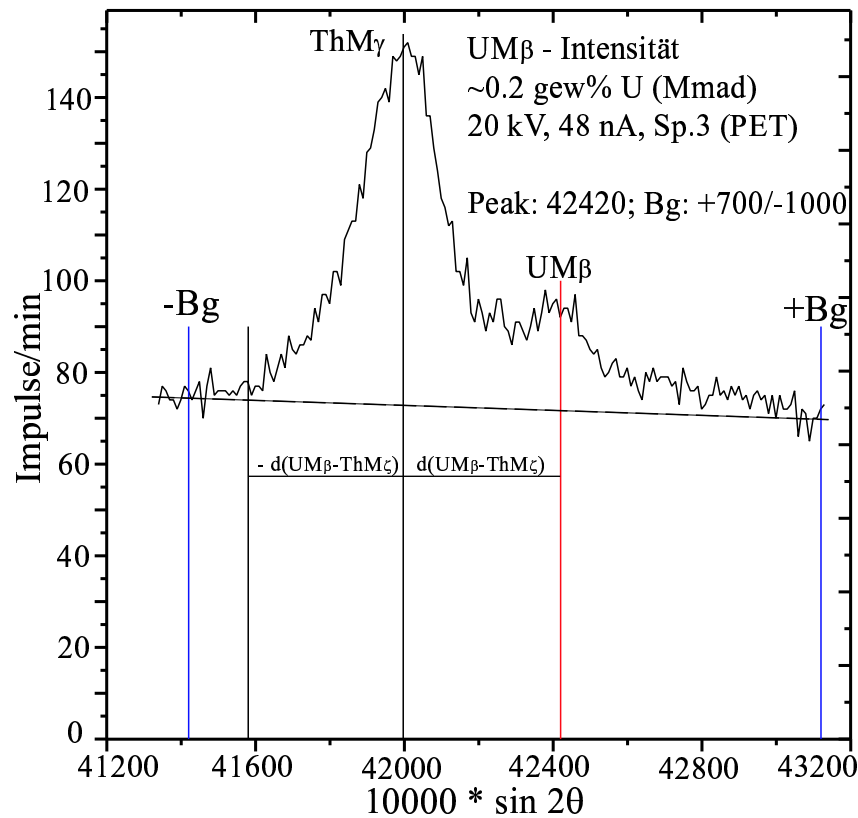


Abb. 2.7: WDS-Scan der $UM\beta$ -Linie auf Mmad.

Je Th-reicher die Monazite, desto mehr radiogenes Pb wird produziert, wodurch das vorgetäuschte Pb einen entsprechend geringeren Einfluss auf das Th-U-Pb-Verhältnis und somit auf das Alter hat. In entgegengesetzter Richtung in Bezug auf das Alter wirkt die Überlappung der $UM\beta$ -Linie mit der $ThM\beta$ -Linie erster Ordnung. Diese nimmt jedoch einen etwas stärkeren Einfluss auf das Alter als die Th-Pb-Überlagerung. Durch Messung auf ThO_2 ergibt sich folgende Korrektur:

$$U_{\text{korrigiert}} = U_{\text{gemessen}} - 0.011 \cdot Th_{\text{gemessen}} \quad (2.4)$$

Wendet man diese Korrekturen auf die Analysen des Referenz-Monazites mmad an, so überwiegt der Einfluss der Th-U-Überlagerung gegenüber der Th-Pb-Überlagerung und die Alter verschieben sich von einem unkorrigierten Mittelwert von 559 Ma auf etwa 570 Ma. Da das Alter dieses Monazits 543 Ma ist, läuft die Korrektur in die falsche Richtung. Es ist wahrscheinlich so, dass auch die $La\alpha(2)$ -Überlagerung auf $PbM\alpha$ einen Beitrag zu des insgesamt etwas zu hohen Pb-Gehalts liefert (im Fall mmad: etwa 50 ppm weniger Pb würde 559 Ma auf 545 Ma reduzieren), welcher erst erfasst werden müsste. Dies ließe sich nur mit einem Pb-freien La-Standard überprüfen, leider enthält

Tab. 2.4: Analysen des ThO₂-Standards zur Abschätzung des Einflusses der Th-Pb- und Th-U-Überlagerungen

Label	O	Pb	Th	U	Σ
Th1	12.05	0.08	86.46	0.88	99.47
Th2	12.13	0.06	86.93	0.10	100.12
Th3	11.98	0.01	85.89	1.00	98.88
Th4	12.04	0.06	86.43	0.87	99.40
Ø		0.05	86.43	0.94	99.47

der LaPO₄ Standard von Jarosewich und Boatner (1991) Blei (Abb. A.1b). Um die EMS-Alter nicht noch weiter von den U-Pb Isotopenaltern der Referenzen zu verschieben, wurde in der Praxis nur die unten beschriebene Y-Korrektur vorgenommen. Am deutlichsten müssten die Auswirkungen der verschiedenen Th-Überlagerungen auf das Alter bei Monaziten mit ausgeprägtem Th-Zonarbau erkennbar sein. Dies ist jedoch nicht der Fall. In der Praxis ließen sich keine systematisch jüngeren Alter bei hohem Th-Gehalt feststellen.

Korrektur der YL γ -Überlagerung auf PbM α

Durch diese Überlagerung vorgetäushtes Blei kann dann Auswirkung auf das Alter haben, wenn die Monazite Y-reich sind, niedrige Pb-Gehalte und niedrige Thorium*/Blei-Verhältnisse besitzen (Abb. 3.1, S. 23). Die Überlagerung wird von den meisten Autoren mit einem empirisch gewonnenen Faktor nach Ämelin und Griffin (1975) korrigiert (Suzuki und Adachi, 1991; Cocherie u. a., 1998; Scherrer u. a., 2000), so auch in dieser Arbeit. Montel u. a. (1996) bestimmten den Einfluss der YL γ -Überlagerung auf PbM α durch Messungen auf YPO₄. Durch Extrapolation ergab sich eine Pb-Überbestimmung von maximal 30 ppm für Monazite mit weniger als 2 Gew. % Yttrium. Diese Abschätzung ist zumindest unter den hier verwendeten Messbedingungen zu optimistisch. Wie sich bei eigenen Messungen auf YPO₄ und anderen Y-reichen Phosphaten zeigte, gibt es einen linearen Zusammenhang zwischen gemessenem Pb-Gehalt und dem Y-Gehalt (Abb. 2.8). Aus diesem Diagramm leitet sich die für die Überlagerungskorrektur verwendete Funktion ab:

$$\text{Pb}_{\text{korr}} = \text{Pb}_{\text{gem}} - 0.0094 * \text{Y}_{\text{gem}} \quad (2.5)$$

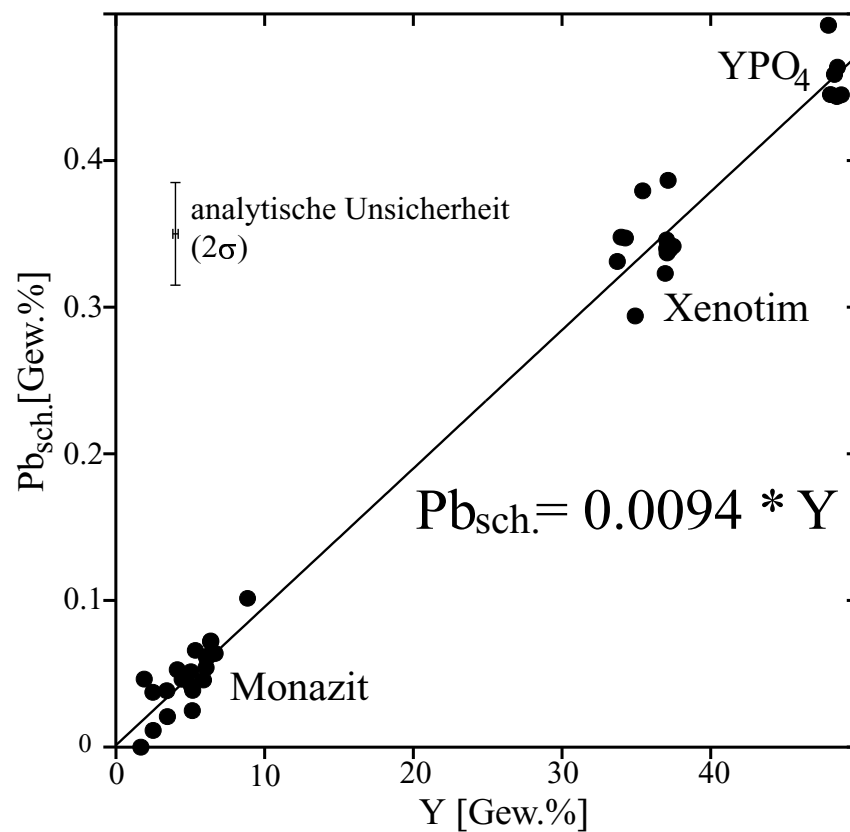


Abb. 2.8: Korrektur der $YL\gamma$ -Überlagerung auf $PbM\alpha$. Nach der im Diagramm gegebenen Formel berechnet sich das durch die Y-Pb-Überlagerung vorgetäuschte scheinbare Blei ($Pb_{sch.}$), welches von dem gemessenen Pb-Gehalt subtrahiert wird.

Kapitel 3

Berechnung der Altersdaten

3.1 Berechnung der Einzelalter

Bei chemischen Altersdatierungen erhält man leider keine Informationen über die Konkordanz. Daher muss bei der Berechnung der EMS-Monazit-Alter vorausgesetzt werden, dass Monazit nur das aus dem Zerfall von Thorium und Uran stammende Blei enthält. Dass die Gehalte an gewöhnlichem Blei in Monazit tatsächlich so gering ist, dass sie keinen Einfluss auf das chemische Alter hat, zeigten eine Anzahl von U-Pb Isotopen-Untersuchungen (Parrish, 1990). Es wird außerdem vorausgesetzt, dass sich die Isotopenverhältnisse nur durch radioaktiven Zerfall veränderten. Wie in Kap. 5 ausgeführt wird, sind durchaus Prozesse bekannt, die Einfluss auf die Isotopenverhältnisse nehmen können. Sie führen jedoch meistens zu Alterszonarbau in Monazitkörnern. Mischalter treten nur selten auf, da Pb-Volumendiffusion im Monazit auch unter granulitfaziellen Bedingungen kaum Bedeutung zu haben scheint (Braun u. a., 1998; Cocherie u. a., 1998; Villa, 1998; Crowley und Ghent, 1999). Die mit der EMS gemessenen Konzentrationen werden, nachdem die in Kapitel 2 beschriebene Überlagerungs-Korrektur für Pb durchgeführt ist, zur Berechnung der Einzelpunkt-Alter in Gleichung (3.1) eingesetzt:

$$\begin{aligned} Pb &= \frac{Th}{232.04} \cdot [e^{\lambda_{232}\tau} - 1]208 \\ &+ \frac{U}{238.03} 0.9928 \cdot [e^{\lambda_{238}\tau} - 1]206 \\ &+ \frac{U}{238.03} 0.0072 \cdot [e^{\lambda_{235}\tau} - 1]207 \end{aligned} \quad (3.1)$$

Dabei sind λ_{Is} die Zerfallskonstanten der Isotope ^{232}Th , ^{238}U und ^{235}U nach Steiger und Jäger (1977), τ ist die vergangene Zeit in Jahren. Pb, Th und U sind die gemessenen Gehalte und können in Gew. % oder ppm eingesetzt werden. Die Gleichung lässt sich nicht nach τ auflösen und wird daher durch ein einfaches Basic-Programm

(Alter1) iterativ gelöst. Dieses erhöht bei jedem Durchlauf einer Schleife den Wert für τ um 1 Ma, bis die Gleichung mit den eingesetzten Konzentrationen erfüllt ist. Dieses Programm berechnet keinen Fehler und dient nur der schnellen Altersinformation. Um den Fehler eines Einzelalters zu berechnen, wird folgender Weg beschritten: Das Alter eines Messpunktes kann auch ähnlich der *CHemical Isochrone MEthod (CHIME)* von Suzuki und Adachi (1991) aus dem Verhältnis $\text{PbO}/\text{ThO}_2^*$ ermittelt werden. Dazu wird die Größe ThO_2^* benötigt, wobei

$$\text{ThO}_2^* = \text{ThO}_{2\text{gem.}} + \text{ThO}_{2\text{eq}} \quad (3.2)$$

ist. $\text{ThO}_{2\text{eq}}$ stellt ein Äquivalent für das gemessene UO_2 dar, aus welchem nach der aus Gl. 3.1 berechneten Zeit die gleiche Bleimenge entstanden wäre wie aus dem gemessenen Uran.

$$\text{ThO}_{2\text{eq}} = \frac{\text{UO}_2 * M_{\text{ThO}_2}}{M_{\text{UO}_2} \{e^{(\lambda_{232}\tau)} - 1\}} * \left\{ \frac{e^{(\lambda_{235}\tau)} + 137.88e^{(\lambda_{238}\tau)}}{138.88} - 1 \right\} \quad (3.3)$$

Das $\text{PbO}/\text{ThO}_2^*$ - Verhältnis entspricht der Steigung einer chemischen ‚Isochrone‘, die durch den darstellenden Punkt im $\text{PbO}-\text{ThO}_2^*$ - Diagramm und dessen Ursprung definiert ist. Nach Suzuki und Adachi (1991) lässt sich aus der Steigung nach Gleichung 3.4 das Alter berechnen:

$$\tau = \frac{1}{\lambda_{232}} \ln \left(1 + m \frac{M_{\text{ThO}_2}}{M_{\text{PbO}}} \right) \quad (3.4)$$

Die nach 3.1 und 3.4 berechneten Alter sind natürlich identisch. Es ist nun einfacher, den Fehler eines Einzelalters auf der Basis der analytisch bedingten 2σ -Fehler zu berechnen. Zunächst lässt sich durch einfache Fehlerfortpflanzung der analytischen 2σ -Fehler von UO_2 und ThO_2 in Gleichung 3.2 der Fehler von ThO_2^* berechnen. Dann kann man aus den 2σ -Fehlern von PbO und ThO_2^* (ebenfalls durch Fehlerfortpflanzung) den Fehler des $\text{PbO}/\text{ThO}_2^*$ - Verhältnisses und daraus den Fehler des Einzelalters berechnen.

Für die Proben aus dem EGB liegen die Fehler der Einzelalter typischer Weise im Bereich zwischen ± 40 Ma und ± 120 Ma bzw. in der Größenordnung von 10-20 %. Wie aus Abb. 3.1 hervorgeht, ist der Fehler der Einzelalter wesentlich stärker vom Fehler des Pb-Gehalts abhängig als vom Fehler des ThO_2^* -Gehalts. Die Abbildung 3.1 soll die Auswirkung der analytischen Fehler und Nachweisgrenzen auf die Datierbarkeit junger Monazite unter den im Kapitel 2 gegebenen Messbedingungen grafisch veranschaulichen. So muss ein 50 Ma alter Monazit mindestens 17 Gew. % ThO_2^* enthalten, damit sich das Blei bis auf die Nachweisgrenze von 330 ppm angereichert hat. Ein 100 Ma alter Monazit mit einem hohen Gehalte von 24 Gew. % ThO_2^* enthält 1000 ppm Pb, mit einen 2σ -Fehler von $\pm 26\%$. Bei gleichem Pb-Gehalt aber unterschiedlichem Alter wird der Fehler des Alters in Ma immer kleiner, je jünger der Monazit ist. In der Praxis misst man möglichst viele Punkte, so dass sich statistisch genauere Altersangaben machen lassen.

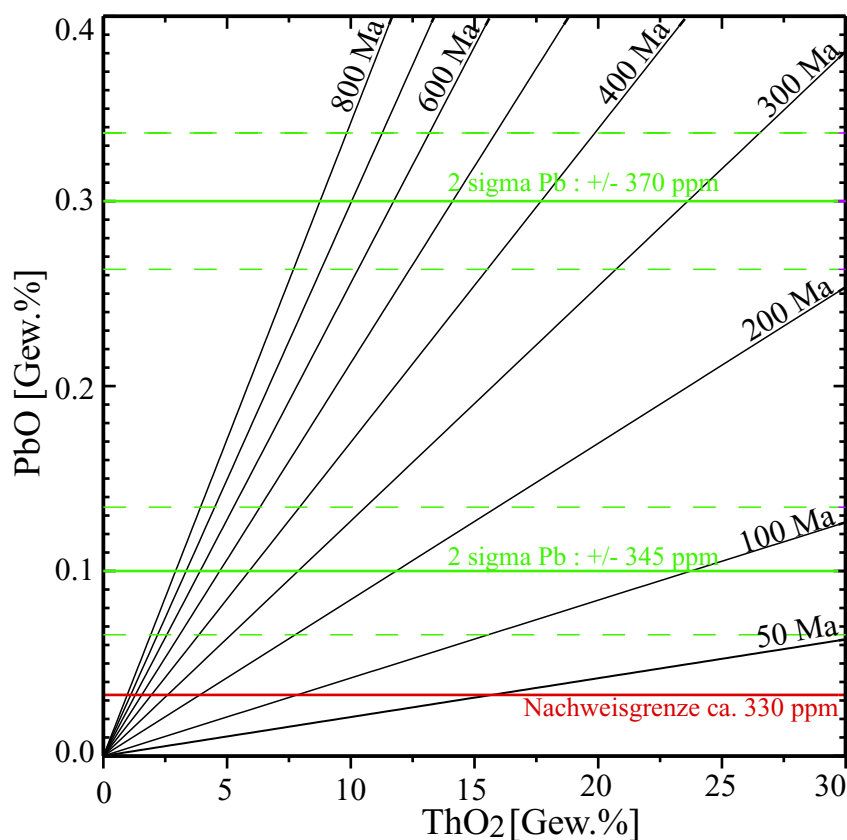


Abb. 3.1: Diagramm zur Veranschaulichung der Grenze der Datierbarkeit von ‚jungen‘ Monaziten unter den in Kapitel 2 gegebenen Messbedingungen

3.2 Darstellung der berechneten Alter

Es gibt verschiedenen Möglichkeiten, die Monazit-Einzelalter grafisch darzustellen. In dieser Arbeit werden zwei Diagrammtypen verwendet:

- CHIME-Diagramme (Hurford u. a., 1984; Suzuki und Adachi, 1991)
- gewichtete Histogramm-Darstellung (Montel u. a., 1996)

Das Prinzip eines CHIME-Diagramms ist oben schon beschrieben worden. Diese Darstellung ist besonders geeignet, die chemische Variabilität der Monazite einer untersuchten Probe darzustellen. Im Idealfall sollten alle Einzelalter einer Population durch eine chemische Isochrone verbunden sein, die durch den Ursprung verläuft. Eine möglichst große Variation an unterschiedlichen ThO_2^* -Gehalten ist daher günstig um eine chemische Isochrone gut zu definieren. In dieser Darstellung sind verschiedene Populationen nur dann gut zu unterscheiden, wenn sich die Punktwolken der Einzelalter nicht zu sehr überlappen.

Dagegen ist die gewichtete-Histogramm-Darstellung besser geeignet um verschiedene Populationen zu veranschaulichen. In diesen Diagrammen werden die Einzelalter in Form von Gaußkurven (Wahrscheinlichkeits-Verteilungskurven) dargestellt, deren Breite vom jeweiligen 2σ -Fehler des Alters abhängt. Im Prinzip werden also nur die in Alter umgerechneten Th/U/Pb-Verhältnisse mit ihrem Fehler dargestellt, wobei die Information über Absolutgehalte verloren geht. Die einzelnen Wahrscheinlichkeitskurven werden zu einer Summenkurve addiert. Aus deren Verlauf ergibt sich in der Regel visuell die Anzahl der Alterspopulationen. Allerdings kommt es auch leicht zu Täuschungen: So können sich eng beieinander liegende Populationen zu einem, breiteren Peak überlagern. Deshalb ist eine statistische Auswertung notwendig, die die beobachtete Streuung der Einzelalter mit der aufgrund des analytischen Fehlers zu erwartenden Streuung vergleicht (Abschnitt 3.3.1).

3.3 Bestimmung von Alterspopulationen

Nachdem die Messungen für einen Schliff beendet sind, werden alle Daten von einem Basic-Programm ("Alter4") eingelesen, welches neben den Einzelaltern auch deren 2σ -Fehler wie oben beschrieben berechnet. Im einfachsten Fall sollten alle Einzelalter einer Probe im Rahmen ihres Fehlers übereinstimmen. Falls es jedoch mehr als eine Alterspopulation gibt, müssen die Einzelalter den verschiedenen Populationen zugeordnet werden. Dies erfolgt am sichersten nach petrographischen Anhaltspunkten. Sind die Einzelalter in die BSE-Bilder der analysierten Monazitkörner eingetragen worden, werden etwaige Alterszonierung erkennbar, wenn die Populationen nicht zu eng beieinander liegen. Wichtig ist auch die petrographische Position der gemessenen Körner, besonders die Unterscheidung zwischen Einschluss- und Matrixmonaziten und das Auftreten der Körner in besonderen Domänen wie z. B. hydratisierte Bereiche oder Scherbahnen.

Die Zuordnung der Einzelalter nach petrographischen Kriterien ist allerdings nicht immer eindeutig, vor allem wenn die Anzahl der Messpunkte klein ist und die Fehler der Einzelalter in der Größenordnung der Differenz der Alterspopulationen liegen. Es gibt auch Proben, in denen ohne erkennbare Zonierungen die Streuung der Einzelalter so groß ist, dass diese nicht in einer einzigen Population zusammenfasst werden können. In solchen Fällen muss statistisch ermittelt werden, ob eine oder mehrere Alterspopulationen wahrscheinlich sind und wenn ja, bei welcher Altersgrenze die Einzelalter einer jüngeren bzw. älteren Population zuzuordnen sind.

Gelegentlich ermöglichen die chemische Eigenschaften eine Unterscheidung der zu unterschiedlichen Zeitpunkten gebildeten Monazitgenerationen (Kapitel 5). Beispielsweise ist der Einbau von Y und schweren SE-Elementen in das Monazit-Gitter temperaturabhängig (Franz u. a., 1996).

3.3.1 Statistische Festlegung der Populationen

Wenn sich die im PbO-ThO₂* - Diagramm dargestellten Punkte (Einzelalter) im Rahmen ihrer Fehler nicht durch eine einzige Population zusammenfassen lassen und die petrographischen Hinweise (Zonierungen, Mikrodomänen, Generationen) nicht eindeutig sind, besteht das Problem im wesentlichen darin, die Einzelalter einer statistisch wahrscheinlichen Zahl von Alterspopulationen (m) zuzuordnen. In dieser Arbeit wurde dazu die von Montel u. a. (1996) verwendete Methode mit dem Basic-Programm "final4" angewendet. Die Methode beginnt mit der Hypothese, dass es nur eine Alterspopulation gibt ($m = 1$). Ein least-squares Verfahren errechnet aus den Einzelaltern die beste Abschätzung für das Alter dieser Population und deren Fehler ($\pm 2\sigma$). Für einen anschließenden Test der Wahrscheinlichkeit dieser Ein-Ereignis-Hypothese liegt der MSWD-Wert zugrunde (mean squared weighted deviates; McIntyre u. a., 1966). Nur wenn der MSWD-Wert genügend nahe an 1 ist, stimmt die beobachtete Streuung der Einzelalter mit dem bekannten analytischen Fehler überein. Die Akzeptanz wird durch einen χ^2 -Test des MSWD festgelegt. Die akkumulierte Wahrscheinlichkeitsfunktion des MSWD ($P_f(x)$; $x = \text{MSWD}$) (Wendt, 1991), der eine Gaussfunktion zugrunde gelegt wird, muss (mit den Freiheitsgraden $f = n - m$) in bestimmten Grenzen liegen. Zur Akzeptanz einer Population wird eine Wahrscheinlichkeit P_f von mindestens 5% gefordert. Eine Wahrscheinlichkeit $> 5\%$ bedeutet nicht automatisch, dass die errechnete Population auch eine geologische Bedeutung hat. Sie sagt nur aus, dass es kein statistisches Argument gibt, eine entsprechende Hypothese abzulehnen. Wenn sie kleiner als 5% ist, wird die Ein-Ereignis-Hypothese abgelehnt und die Prozedur mit $m = 2$ neu gestartet. Die Einzelalter werden so auf die beiden Populationen verteilt, dass sich möglichst minimale MSWD-Werte ergeben. Die least-squares Rechnung im Fall mehrerer Populationen wird ebenfalls durch das Programm *final4* (Montel u. a., 1996) ausgeführt. Falls auch die 2-Ereignis-Hypothese unter 5% bleibt, wird die Prozedur mit $m=3$ erneut gestartet usw.. Durch diese Methodik ist gewährleistet, dass in schwierigen Fällen nach einheitlichen Regeln über die Anzahl der Populationen entschieden wird.

Das Programm kann von sich aus keine Mischalter erkennen. Daher müssen mittlere Einzelalter schon vor der Prozedur verworfen werden, wenn sie durch ihre petrographische Position als Mischalter in Frage kommen.

Kapitel 4

U-Pb-Datierung von Monazit und Pechblende

4.1 Absicht und Probenauswahl

Um für einige EMS-datierte Proben genaue Vergleichsalter zu bestimmen, wurden am Zentrallabor für Geochronologie an der Universität Münster konventionelle U-Pb-Altersdatierungen durchgeführt. Datiert wurde Monazit aus drei Proben sowie Pechblende aus einer vierten Probe unter Verwendung eines $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$ -Misch-Spikes. Die Monazite wurden vorher mit der Mikrosonde untersucht, um Alterszonierungen zu vermeiden. Folgende Proben wurden ausgewählt:

- KR 1-1, ein Granat-führendes leukogranitisches Leukosom (Leptynit). Diese und ähnliche Gesteine sind typischer Bestandteil der suprakrustalen Einheiten der WCZ. Sie entstanden während der Peakphase der regionalen granulitfaziellen Metamorphose durch partielle Anatexis in Metasedimenten und sind daher zur Datierung dieser Metamorphose besonders geeignet. Neben dem Zweck als Kontrolle der EMS-Alter, sollte mit dieser Probe auch ein möglichst genaues Alter der Anatexis bestimmt werden.
- KR 3-1, ein Charnockit der WCZ. Der Monazit aus dieser Probe ist von seiner Zusammensetzung her ungewöhnlich. Die Th-Gehalte der datierten Körner sind mit 3.5–4.5 Gew. % recht niedrig, bei gleichzeitig hohen U-Gehalten von 0.3–0.7 Gew. %, woraus sich ein für Monazit ungewöhnlich hohes molares U/Th-Verhältnis von 0.16–0.21 ergibt. Mit 10–18 Mol % ist außerdem der Gehalt an Xenotim-Komponente außergewöhnlich hoch. Niedrige Pb-Gehalte kombiniert mit hohen Y-Gehalten führen zu einem hohen Intensitätsverhältnis der $\text{YL}\gamma$ -Linie zur $\text{PbM}\alpha$ -Linie, die Y-Überlagerungskorrektur ist daher unerlässlich. Mit der U-Pb-Datierung eines solchen Monazites sollte überprüft werden, ob auch unter diesen Bedingungen vernünftige EMS-Alter gewonnen werden können.

- KR 67-3, ein später Pegmatit. Der Monazit dieser Probe wurde ausgewählt, da ein später Pegmatit am ehesten von Ereignissen unbeeinflusst ist und somit ein konkordantes Alter zu erwarten ist. EMS- und Isotopenalter in dieser Probe sollten daher gut übereinstimmen und die pan-afrikanische Intrusion des Pegmatits datieren.
- KR 65-9, ebenfalls ein Pegmatit. In diesem koexistiert Pechblende mit Monazit. Beide Minerale treten in Paragenese mit cm-großen Apatit-Aggregaten auf. Sowohl Pechblende als auch Monazit wurden mit der Mikrosonde datiert. Die U-Pb Isotopendaten der Pechblende sollten klären, ob die Pechblende konkordant ist, gewöhnliches Pb enthält und ob die EMS-Alter, die aufgrund der extrem hohen Uran- und Bleigehalte einen sehr kleinen 2σ -Fehler haben, mit dem U-Pb-Alter übereinstimmen.

Die Monazite der Proben KR 1-1, KR 3-1 und KR 67-3 wurden bereits in der Anfangsphase dieser Arbeit im Dünnschliff datiert, als die Methode gerade eingerichtet war und nur Uran, Blei und Thorium gemessen wurden. Zur Kontrolle wurden sie später noch einmal inklusive Yttrium analysiert. Zudem wurden Monazit-Kornseparate angefertigt und mit der Mikrosonde auf Alterszonarbau untersucht, um zonierungsfreie Körner für die U-Pb-Untersuchung auszuwählen.

4.2 Separation von Monazit und Pechblende

Die bis mehrere mm großen Monazitkörner aus dem Pegmatit KR 67-3 konnten direkt mit einer Nadel aus dem Handstück herausgelöst werden. Die einschlussreichen und auf zahlreichen Rissen mit Ablagerungen belegten Bruchstücke wurden weiter zerkleinert bis klare Stücke unter dem Binokular ausgewählt werden konnten. Auch die Pechblende aus der Pegmatit-Probe KR 65-9 wurde mit einer Nadel abgelöst. Die Proben KR 3-1 und KR 1-1 wurden vor der Separation mit dem Backenbrecher zerkleinert. Nur die Siebfractionen 0.125–0.25 und 0.25–0.5 mm wurden weiter verwendet.

Für die U-Pb Einzelkorndatierung wurden nur wenige aber möglichst große Körner benötigt. Aus der Siebfraction 0.25–0.5 mm wurden die Minerale Ilmenit, Granat und Monazit mit einem kräftigen Handmagneten abgetrennt. Unter dem Binokular wurden daraus einige klare Monazit-Bruchstücke handgepickt, um so möglichst die schmalen kambrischen Außenränder zu vermeiden, die während der Mikrosondenmessungen festgestellt wurden.

4.3 EMS-Untersuchung der Separate

Die Monazit-Separate wurden zur Anfertigung eines polierten Anschliffes in Epoxidharz eingebettet die polierten Präparate bedampft und mit der EMS untersucht. Dabei

wurde vor allem auf Alterszonarbau geachtet. BSE-Bilder wurden erst danach angefertigt, weil der Elektronenstrahl die Oberfläche des umgebenden Epoxidharzes mitsamt der Bedampfung zerstört. Die datierten Körner ließen sich anschließend unter dem Binokular leicht mit einer Nadel aus dem Epoxidharz herauspräparieren, vor allem nachdem es sich unter der Mikroskoplampe etwas erwärmt hatte. Die Körner wurden im Ultraschallbad vorgereinigt. Die Pechblende wurde nicht noch einmal gemessen.

4.4 Chemischer Aufschluss der Körner

Die ausgewählten Körner wurden in verschraubbaren Salivex® Teflon Aufschluss-Töpfchen mit 3 N HCl und danach mit ****H₂O (4-fach destilliert) gereinigt. Anschließend wurde der 205Pb/233U-Spike hinzugegeben: KR 67-3 57.20 mg, KR 1-1 mg und KR 3-1 ca. 60 mg.

Königswasser-Druckaufschluss für Monazit: Für den Monazit-Aufschluss wurde jeweils 6 N HCl + einige Tropfen HNO₃ konz. zu den Proben gegeben, insgesamt pro Töpfchen etwa 1 ml. Zusammen mit 1 ml H₂O wurden die Töpfchen in einen Stahl-Autoklaven (Parr® Bombe) eingesetzt und in einen Ofenschrank gestellt. Nach 40 Stunden bei 180 °C und einem Autoklav-Innendruck von ca. 0.5 kbar waren die Proben KR 1-1 und KR 3-1 vollständig gelöst. Von KR 67-3 waren noch kleine Rückstände übrig, was jedoch keinen Einfluss auf die Isotopenverhältnisse hat. Die Lösungen wurden auf einer Heizplatte eingedampft.

HNO₃-Aufschluss für Pechblende: Die Pechblende aus Probe KR 65-9 wurde in Ethanol gewaschen und davon 0.85 mg eingewogen. Sie löste sich in 7 N HNO₃ innerhalb weniger Stunden auf der Heizplatte. Die extrem hohen U-Pb Konzentrationen dieser Lösung mussten verdünnt werden, um für die Messung am Massenspektrometer geeignete Mengen auf das Filament laden zu können. Die Aufschlusslösung wurde deshalb auf 12 ml verdünnt, davon nur 15 µl abpipettiert, eingedampft, mit 44.5 mg 205/233 Spike versetzt und erneut eingedampft.

Säulentrennung von Uran und Blei: Die Abtrennung von Uran erfolgte durch HCl/HNO₃-Chemie, die Abtrennung von Blei mit HCl/HBr-Chemie. Die Trennsäulen wurden durch Füllen mit ****H₂O, Entfernen innen anhaftender Luftbläschen und anschließender Füllung mit Harz (AG1x8 100-200) vorbereitet. Dann wurde zunächst eine Füllung ****H₂O, danach eine Füllung 6 N HCl und schließlich eine halbe Füllung 1 N HBr durchlaufen gelassen bis schließlich die Probe aufgegeben wurde, von der die ersten 2 ablaufenden Tropfen verworfen wurden. Uran und die SEE wurden sodann durch 3 mal 1/3 Füllung 1 N HBr in ein neues Teflon-Töpfchen abgetrennt. Um HBr

auszutreiben, wurden noch einige Tropfen 7 N HNO₃ zum Eluat hinzugegeben. Anschließend wurde das Blei durch eine 2/3 Füllung 6 N HCl abgetrennt und Reste von HBr mit 7 N HNO₃ ausgetrieben. Zu den Eluaten wurden dann jeweils 1 Tropfen Phosphorsäure zur späteren Wiedererkennung der Probe zugeben sowie 2 Tropfen 6 N HCl sowie 7 N HNO₃ um organische Bestandteile zu zersetzen. Die Lösungen wurden dann eingedampft. Das Uran wurde anschließend noch von den SEE getrennt: Eine Füllung 6 N HCl wurde durch die Säule geschickt, die eingedampfte Uranprobe mit 6N HCl aufgenommen, in die Säule gegeben und dann die störenden Elemente zweimal mit einer halben Füllung 6 N HCl ausgewaschen. Mit einer 2/3-Füllung 1 N H₂O wurde anschließend das Uran wieder ausgespült, die Lösung mit einigen Tropfen Königswasser versetzt und eingedampft.

4.5 Messung am TIMS

Blei wird zusammen mit 2 μ l Silikagel (Baier 99) und Phosphorsäure (Cameron u. a., 1969) sowie 2 μ l 6 N HCl auf das Re-Single-Filament geladen. Die Messungen erfolgten an einem Multikollektor VG sector 54 Massenspektrometer. Die Blei-Isotope wurden bis auf ²⁰⁴Pb in Faraday-Cups gemessen, ²⁰⁴Pb dagegen im Ionenzähler (Daly) weil dessen Konzentration zu gering für die Faraday-Detektoren ist (nur wenig gewöhnliches Pb im Monazit). Der Daly wurde auf dem Standard (NSB 982) gegen den Faradaycup kalibriert, so dass die Zählrate des Photomultipliers in ein proportionales mV-Signal umgerechnet werden kann, welches sich zu den Spannungssignalen der Faraday-Detektoren ins Verhältnis setzen lässt. Gemessen wurde im statischen Modus. Blei wurde bei Filament-Temperaturen zwischen 1250°C und 1450°C gemessen. Gemessen wurde in mehreren Blöcken von jeweils 15 Zyklen, bis etwa 60 Zyklen erreicht wurden. Lediglich bei der Probe KR 67-3 brach das Signal ab, bevor eine vernünftige Messung durchgeführt werden konnte. Die chemische Abtrennung der SEE war offensichtlich nicht vollständig verlaufen, die SEE behinderten die Freisetzung von Blei-Ionen.

Das Laden von Uran wird genauso wie für Blei durchgeführt, gemessen wird Uran als UO₂. Die Probe KR 67-3 wurde nicht geladen, weil schon die Messung des Bleis nicht erfolgreich war. Die Analyse dieser Probe wurde später von Prof. K. Mezger wiederholt. Die gemessenen Isotopenverhältnisse wurden auf Massenfraktionierung, gewöhnliches Blei und Laborblank korrigiert. Der Massen-Fraktionierungsfaktor für die Blei-Isotopenverhältnisse beträgt 1.001 pro Masseneinheit, für die Messung der UO₂-Verhältnisse 0.00073 pro Masseneinheit. Für das gewöhnliche Blei wurde eine Zusammensetzung nach Stacey und Kramers (1975) für Modellalter von 1600 Ma bei den Proben KR 1-1 und KR 3-1 bzw. 500 Ma bei den Proben KR 67-3 und KR 65-9 angenommen. Der Labor-Blank von 50 pg hat die Isotopie ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=17.72, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.52 und ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=37.7.

4.6 Ergebnisse und Vergleich beider Methoden

4.6.1 Ergebnisse der U-Pb-Datierung

Die korrigierten Isotopenverhältnisse sowie die berechneten Alter der vier Proben sind in Tabelle 4.1 zusammengefasst. Die Konkordia-Diagramme sind in Abbildung 4.1

Tab. 4.1: Ergebnisse der U-Pb-Untersuchung

Probe	KR 3-1 Charnokit Monazit	KR 1-1 Leptynit Monazit	KR 65-9 Pegmatit Pechblende	Kr 67-3 Pegmatit Monazit
206/204 ¹	27488	9684	31252	1138
208/206	0.257455	16.031381	0.015979	6.70258
207/206	0.098209	0.098571	0.057342	0.060715
2 σ absolut	0.000140	0.000143	0.000081	0.000817
207/235	3.793571	3.819739	0.641440	0.697105
2 σ absolut	0.016178	0.016507	0.002787	0.010200
206/238	0.280153	0.281049	0.081129	0.083272
2 σ absolut	0.001126	0.001144	0.000333	0.000296
206/238 Alter [Ma]	1592.1	1596.6	502.9	515.6
207/235 Alter [Ma]	1591.4	1596.9	503.2	537.1
207/206 Alter [Ma]	1590.4	1597.3	504.7	629.2
rho	0.941	0.940	0.943	0.438

¹gemessene Verhältnisse

Die übrigen Verhältnisse sind korrigiert für gewöhnliches Blei (Pb-Entwicklungsmodell nach Stacey und Kramers, 1975), Blank und Massenfraktionierung.

dargestellt. Die Körner aus den Proben KR 1-1, KR 3-1 und KR 65-9 sind konkordant. Die Alter der beiden Proben aus der WCZ stimmen mit 1597 ± 4 Ma (KR 1-1) und 1591 ± 4 Ma (KR 3-1) im Rahmen ihrer Fehler überein. Die Pechblende KR 65-9 hat ein ebenfalls konkordantes Alter von 503 ± 2 Ma. Monazit aus dem späten Pegmatit KR 67-3 ist dagegen entgegen der Erwartung diskordant und nicht zum Vergleich mit den EMS-Daten geeignet. Die Gründe für die Diskordanz sind nicht klar, da die EMS-Alter keinen Hinweis auf Alterszonierungen gebracht haben. Eine späte Wechselwirkung mit einer fluiden Phase ist durch Ablagerungen auf Rissen und wolkige Trübungen zwar angezeigt, für die U-Pb-Datierung wurden jedoch nur klar erscheinende Bruchstücke ausgesucht.

Die Isotopenverhältnisse geben auch Aufschluss über den Anteil an gewöhnlichem

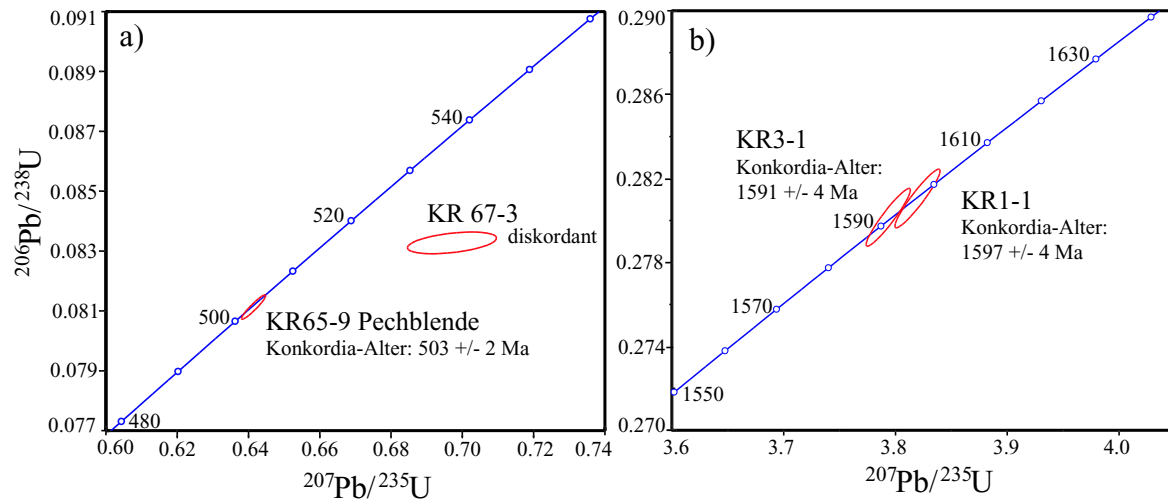


Abb. 4.1: Konkordia-Diagramme der U-Pb-Einzelkornalter. a) Monazit (KR 67-3) und Pechblende (KR 65-9) aus Pegmatiten der Region Srikakulam. b) Monazit aus dem Leptynit KR 1-1 und dem Charnockit KR 3-1 der WCZ. Der Monazit aus der Probe KR 67-3 ist diskordant.

Blei. Alle vier Proben sind durch hohe bis sehr hohe $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse gekennzeichnet. Den niedrigsten Wert zeigt der Monazit KR 67-3 mit $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=1138$. Bei allen vier Proben ist somit der Gehalt an gewöhnlichem Blei für die Ermittlung der EMS-Alter vernachlässigbar, wenn man für dieses eine Zusammensetzung nach Stacey und Kramers (1975) annimmt. Niedrige Konzentrationen an gewöhnlichem Blei sind für Monazit typisch und eine wichtige Voraussetzung für dessen chemische Datierung (Parrish, 1990; Montel u. a., 1996).

Die Pechblende KR 65-9 hat das höchste $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis aller untersuchten Proben. Da sie außerdem konkordant ist, sollten die EMS-Alter mit den U-Pb-Altern übereinstimmen.

Weil Monazite in der Regel hohe Th/U-Verhältnisse aufweisen, trägt trotz der längeren Halbwertszeit von Thorium hauptsächlich das thorogene ^{208}Pb zum radiogen gebildeten Blei bei. Dies ist bei den Proben KR 1-1 und KR 67-3 mit ihren hohen $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnissen von 16.06 bzw. 6.7 auch der Fall. Eine Ausnahme bildet der Monazit aus KR 3-1, dessen niedriges $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis von 0.26 ein für Monazit ungewöhnlich niedriges Th/U-Verhältnis widerspiegelt.

4.6.2 Ergebnisse der EMS-Datierungen

Wie bereits erwähnt, wurden die ersten Proben mit einem 3-Element Messprogramm ohne Yttrium analysiert. Später wurden einige dieser Proben – zur Kontrolle – noch einmal mit dem neuen 17-Element Messprogramm untersucht. Für die einzelnen Mess-

Tab. 4.2: Vergleich der EMS-Populationsalter mit den konventionell bestimmten Altern

Probe	EMS ohne Y	EMS mit Y	Th/U (\emptyset)	U-Pb Konkordia	Abw. [%] (Y-korr.)
KR 1-1	1589±22	1548±21	36	1597±4	-3.1
KR 3-1	1645±39	1569±40	5.4	1591±4	-1.4
KR 67-3	512±30	515±18	48	diskordant	
KR 65-9P	–	518±3	0.04	503±2	+3.0
KR 65-9Mnz	–	502±22	2.7	–	(-0.2)
Mmad	–	560±5	47	542±11 ¹ /545±2 ²	+2.8
An 2-3	–	984±44	41	960±1	+2.5

¹Sm-Nd-Mineralisochrone²kogenetischer Zirkon, oberer Diskordia-Schnittpunkt

punkte reduziert sich das Alter durch Anwendung der Y-Korrektur je nach Y-Gehalt und U-Th-Pb-Gehalt um 1–18 Ma bei KR 1-1, um 5–8 Ma bei KR 67-3 und um 92–137 Ma bei KR 3-1. Dies verdeutlicht die Notwendigkeit der Y-Korrektur bei Proben mit hohen Yttrium-Gehalten. Die graphische Darstellung der Ergebnisse erfolgt durch *weighted-histogram*-Darstellungen (Montel u. a., 1996), denen zusätzlich die CHIME-Diagramme nach Suzuki und Adachi (1991) gegenübergestellt sind, um auch die Variationsbreite der Pb- und ThO₂*-Gehalten der untersuchten Monazite aufzuzeigen. Die Ergebnisse sind außerdem in Tabelle 4.2 zusammengefasst. Die Messwert-Tabellen mit den Einzelaltern befinden sich im Anhang.

Dünnschliffe (ohne Y-Korrektur). Im Leptynit KR 1-1 traten Einzelalter zwischen 1675±94 und 1414±84 Ma auf. Nach Ausschluss des Einzelalters von 1414 Ma bilden sie nach dem Verfahren von Montel u. a. (1996) eine Population von 1589±22 Ma (n=21, MSWD=0.71; Abb. 4.2).

Die im Charnockit KR 3-1 gemessenen Einzelalter liegen zwischen 1753±139 und 489±133 Ma. Die meisten Monazitkörner weisen einen kambrischen Außensaum auf, der durch einen meist nur wenige μm schmalen Übergangsbereich von den mittelproterozoischen Korn-Innenbereichen getrennt ist (Abb. 4.8 e und f). Die Einzelalter der Innenbereiche bilden eine Alterspopulation von 1645±42 Ma (n=13, MSWD=0.51), die der Außensäume dagegen von 575±42 Ma (n=10, MSWD=0.62; Abb. 4.3). Im Übergangsbereich und an Kornrändern treten mittlere Einzelalter auf, die nicht in die Auswertung einbezogen wurden.

Der Monazit des Pegmatits KR 67-3 ergab Einzelalter zwischen 581±101 und 457±94 Ma, die ohne Ausreißer eine Population von 512±30 Ma bilden (n=12, MSWD=0.53;

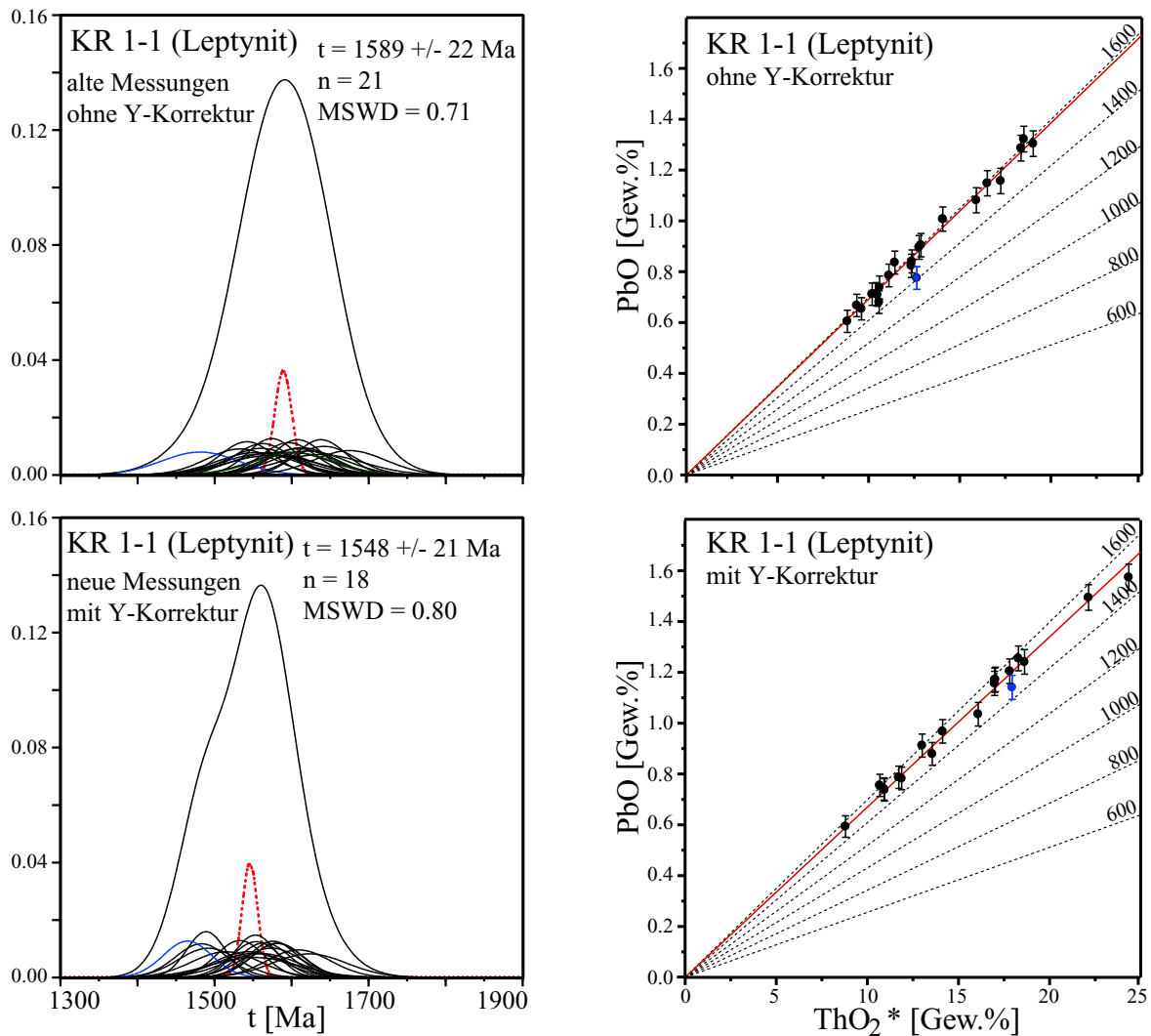


Abb. 4.2: Darstellung der EMS-Alter des Leptynits KR 1-1 (WCZ). Links abgebildet ist jeweils die *gewichtete Histogramm*-Darstellung nach Montel u. a. (1996), mit der die Zahl der Populationen veranschaulicht werden kann, rechts das dazugehörige CHIME-Diagramm nach Suzuki und Adachi (1991) zur Darstellung der PbO- und ThO_2^* -Gehalte. Als Ausreißer betrachtete Einzelalter sind blau dargestellt. Das Populationsalter der neuen Messungen ist 41 Ma jünger als das der ersten Messungen ohne Y-Korrektur. Der Effekt der Y-Korrektur ist in dieser Probe mit 1–18 Ma nur gering. Der asymmetrische Verlauf der Summenkurve im gewichteten Histogramm zeigt eine erhöhte Streuung der Einzelalter auf der jüngeren Seite an. Möglicherweise wurde dies durch ein späteres thermisches Ereignis vor etwa 1450–1350 Ma verursacht, für das es in der WCZ einige Hinweise gibt (Mezger und Cosca, 1999 und Ergebnisse weiterer Proben der WCZ, vorgestellt in Kapitel 7).

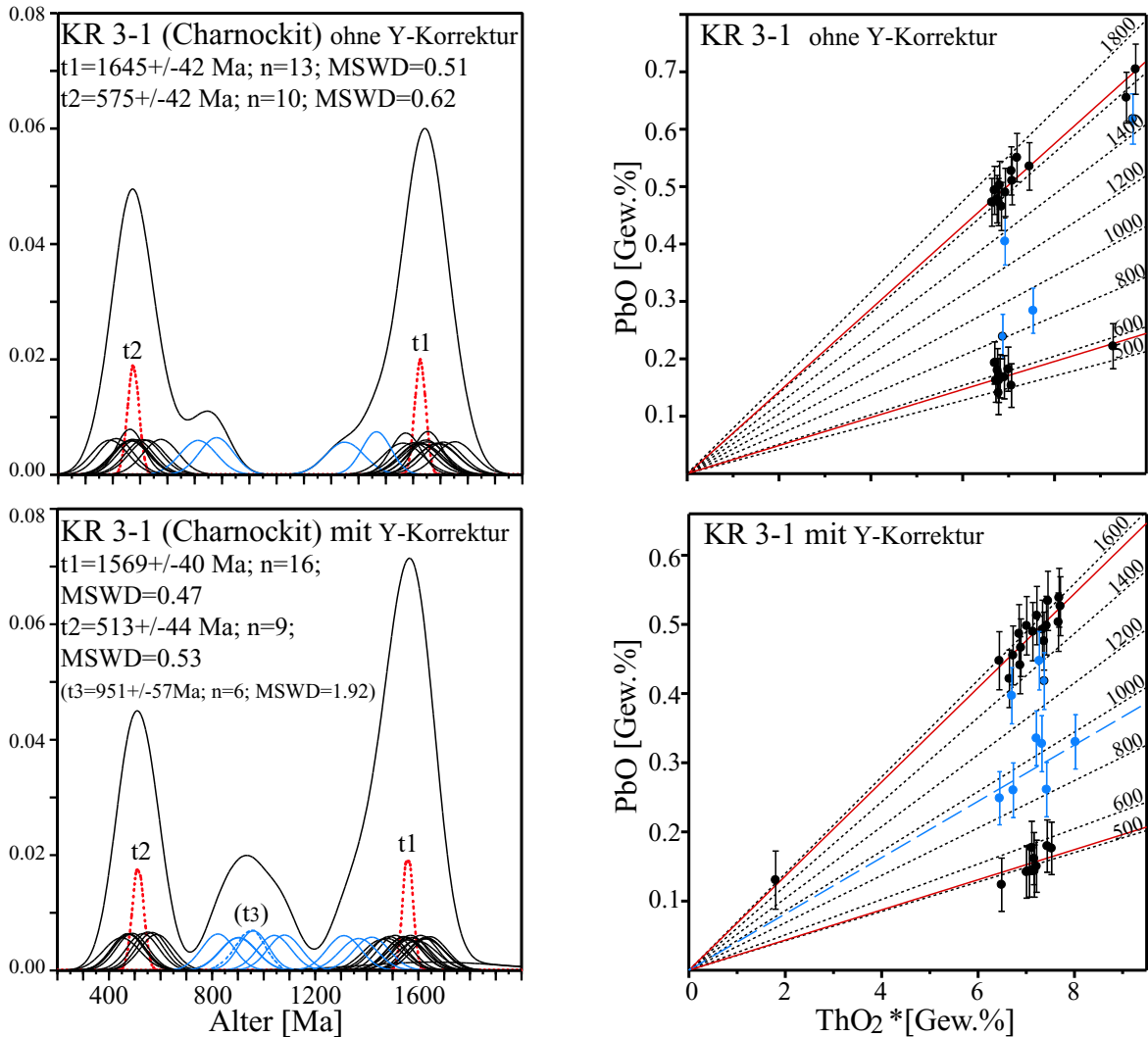


Abb. 4.3: Darstellung der EMS-Alter des Charnockits KR 3-1 (WCZ). Die Alter der neuen Messungen (mit Y-Korrektur) sind 76 Ma jünger verglichen mit den alten Messungen. Bei Y-Gehalten von z. T. über 4 Gew.% hat die Y-Korrektur mit Werten von 92–137 Ma einen erheblichen Einfluss auf die Einzelalter. Die mittleren Alter (t_3) wurden nicht als echte Population sondern als Mischalter interpretiert, weil die zugehörigen Einzelalter in den untersuchten Monazitkörnern keine diskreten Domänen bilden und anscheinend nur in wenige μm breiten Übergangszonen zwischen alten und jungen Kornbereichen oder an Kornrändern auftreten (Abb. 4.8 e und f).

Abb. 4.5). Kornseparat-EMS-Alter mit den Isotopenaltern ist deshalb nicht sinnvoll.

Dünnschliffe (mit Y-Korrektur). Im Leptynit KR 1-1 wurden zwei Monazitkörner neu gemessen, wobei die Alter nun zwischen 1623 ± 97 und 1465 ± 63 Ma streuen und eine Population von 1548 ± 21 Ma bilden ($n=18$, $MSWD=0.80$). Im Vergleich zu den alten Messungen ist dieses Alter um 41 Ma jünger. Die Y-Korrektur macht jedoch im Mittel nur etwa 5 Ma aus. Die asymmetrische Form der Summenkurve im gewichteten Histogramm dieser Messungen (Abb. 4.2) zeigt eine ungleichmäßige Streuung der Einzelalter an, die in Richtung jüngerer Alter größer ist. Möglicherweise sind die beiden Körner von einem Ereignis vor 1400-1350 Ma beeinflusst, für das es in mehreren Proben aus der WCZ Hinweise gibt (Mezger und Cosca, 1999; Kapitel 7). Allerdings liegt nur ein Einzelalter mit seinem Fehler außerhalb der berechneten Population und anhand der gemessenen Punkte ist keine Alterszonierung erkennbar. Die jünger erscheinenden Einzelalter zeigen auch keinerlei spezielle chemische Charakteristika. Deshalb gibt es keinen signifikanten Grund, die nach dem Verfahren von Montel u. a. (1996) berechnete Population aufzuspalten.

Die Y-korrigierten Einzelalter des Charnockits KR 3-1 liegen zwischen 1644 ± 136 und 449 ± 141 Ma, wobei die ältere Population 1569 ± 40 Ma ergab ($n=16$, $MSWD=0.47$; Abb. 4.3), also 76 Ma jünger ist im Vergleich zur ersten Session ohne Y-Korrektur. Für die in dieser Session gemessenen Monazitkörner hat die Korrektur mit durchschnittlich 112 Ma eine erhebliche Auswirkung. Für den jüngeren Außensaum liegt das Alter bei 513 ± 44 Ma ($n=9$, $MSWD=0.53$). Einzelalter zwischen 700 und 1400 Ma traten wiederum in den schmalen Übergangsbereichen und Kornrändern auf, die aufgrund dieser petrographischen Position nicht als echte Population sondern als Mischalter interpretiert wurden. Orthopyroxen und Biotit aus dieser Probe sind teilweise bei relativ niedrigen Temperaturen zu aktinolithischem Amphibol und Chlorit hydratisiert. Daher ist es nahe liegend, dass sich die Außenränder durch einen Lösungs-Fällungs- oder einen Auslaugungsprozess während der Fluid-Infiltration bildeten. Die jüngeren Ränder unterscheiden sich auch chemisch von den alten Kornbereichen. Während der Y_2O_3 -Gehalt der jungen Kornbereiche und der Übergangszonen zwischen 3.5 und 4 Gew.% liegt, enthalten die alten Bereiche zwischen etwa 5 und 6 Gew.% Y_2O_3 . Auch die mittleren Einzelalter um 900 Ma zeigen die niedrigen Gehalte an SSEE, was sie klar von den 1600er Einzelaltern unterscheidet.

Neben Monazit tritt im Dünnschliff auch Xenotim auf und gelegentlich sind beide Phosphate miteinander verwachsen. Die Körner haben etwa die gleiche Größe und Form wie Monazit und sind optisch kaum von diesem zu unterscheiden.

Die Einzelalter der Pechblende aus KR 65-9 weisen nur eine sehr geringere Streuung zwischen 532 ± 6 und 508 ± 6 Ma auf. Sie bilden eine Population mit einem Alter von 518 ± 3 Ma ($n=13$, $MSWD=1.59$; Abb. 4.4). Der $MSWD$ -Wert ist trotz der geringen

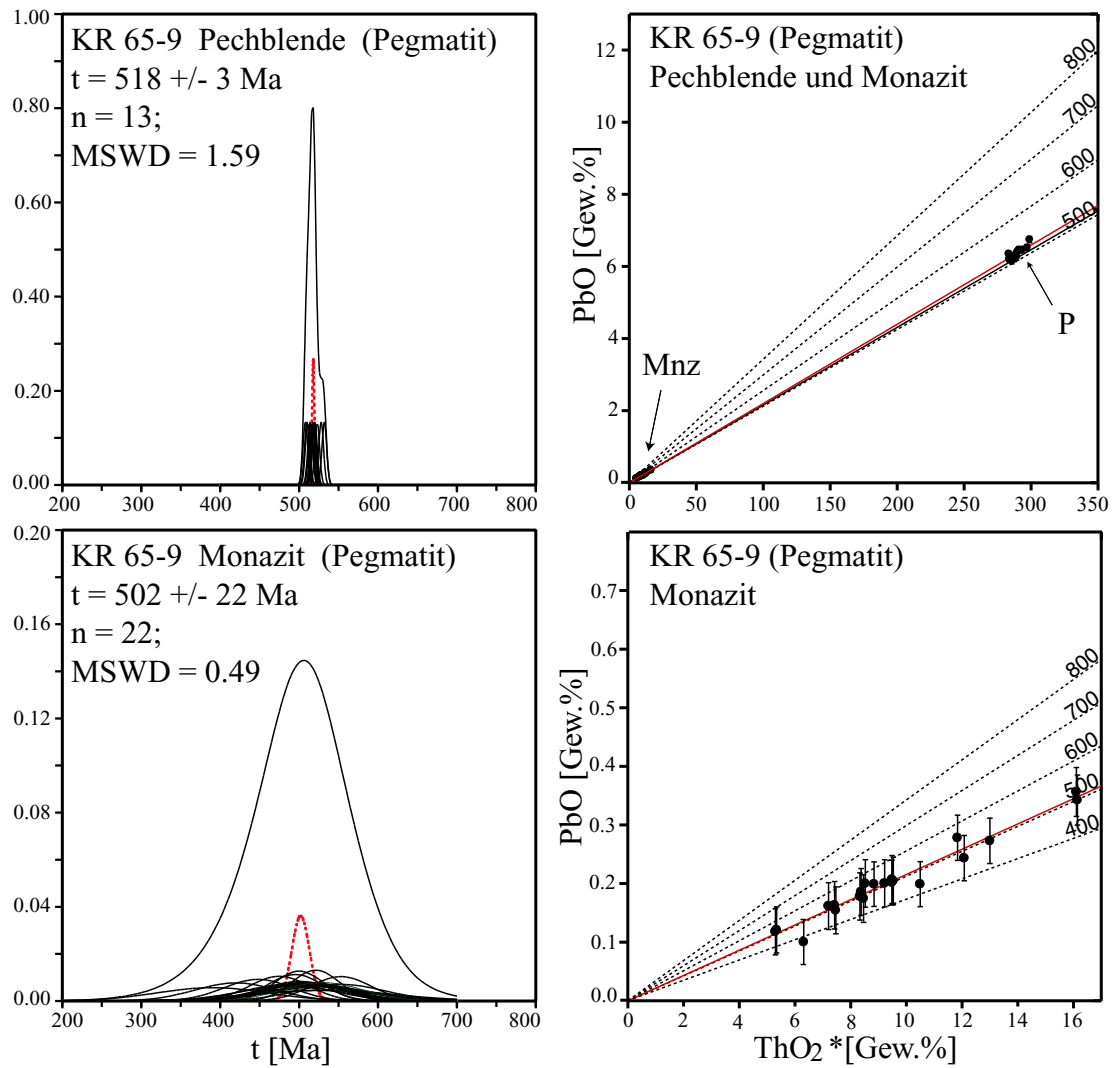


Abb. 4.4: Darstellung der EMS-Alter von Pechblende und mit ihr verwachsenem Monazit aus dem Pegmatit KR 65-9 (Chipurupalle, Abb. 4.8a). Die Summenkurve der Pechblende ist verglichen mit der des Monazits sehr scharf. Ursache sind die extrem hohen Pb-ThO₂*-Gehalten der Pechblende, die sich mit einem kleinen relativen Fehler messen lassen. (ThO₂* ist eine berechnete Größe, die aufgrund der längeren Halbwertszeit von Thorium gegenüber Uran deutlich höher ist als die Summe von ThO₂ und UO₂).

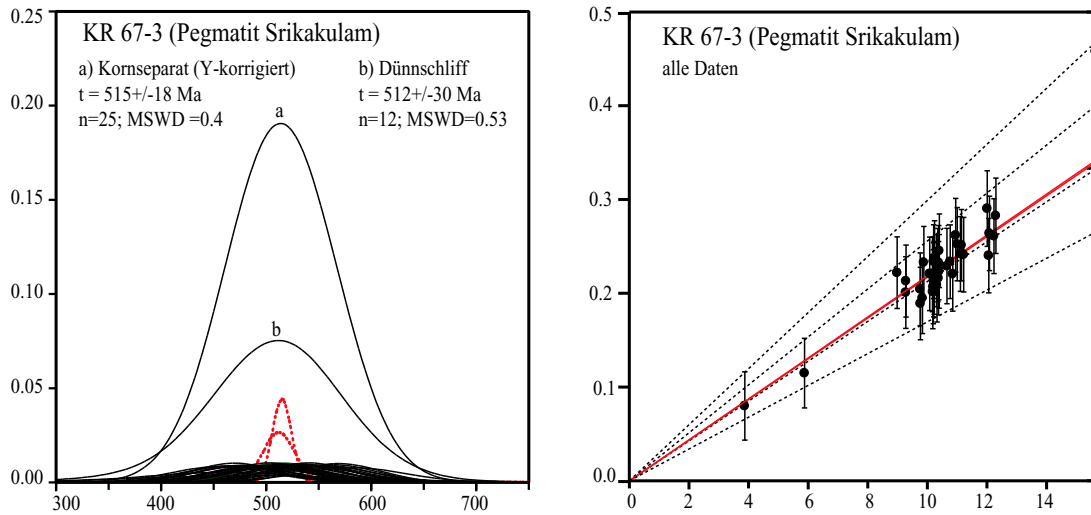


Abb. 4.5: Darstellung der EMS-Monazit-Alter des Pegmatits KR 67-3 (Srikakulam). Die Messungen mit und ohne Y-Korrektur (a bzw. b) stimmen gut überein. Die Y-Gehalte sind mit ca. 0.2 Gew.% so gering, dass die Y-Korrektur nur 5–8 Ma ausmacht. Es gibt keinen Hinweis auf verschiedene Alterspopulationen.

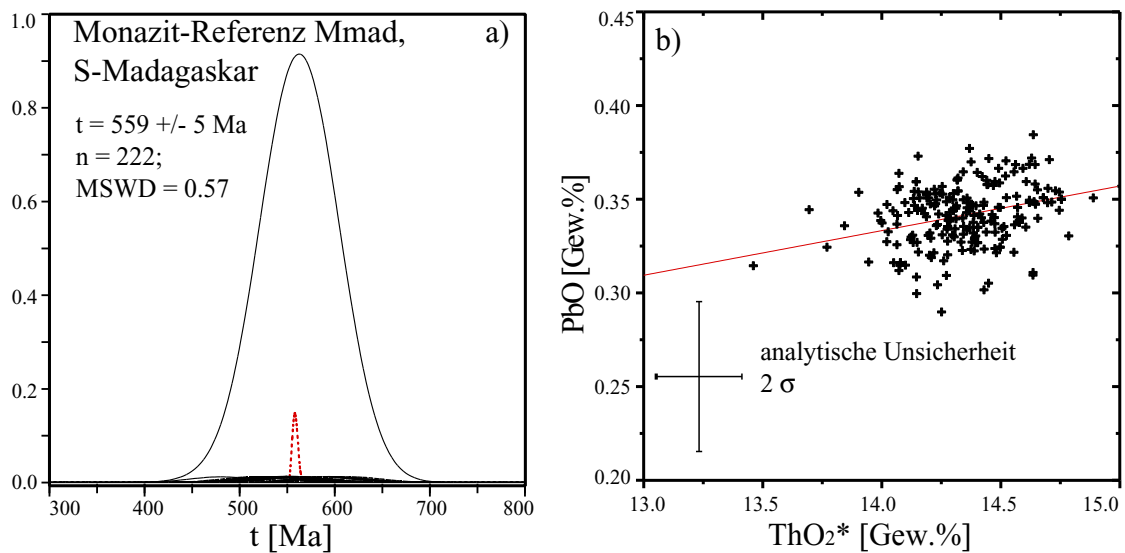


Abb. 4.6: Ergebnis von 222 Messungen auf der Monazit-Referenzprobe Mmad, deren Bildungsalter auf 545 ± 2 Ma datiert wurde (Paquette u. a., 1994). Die 2σ -Standardabweichung der EMS-Einzelalter ist 50 Ma.

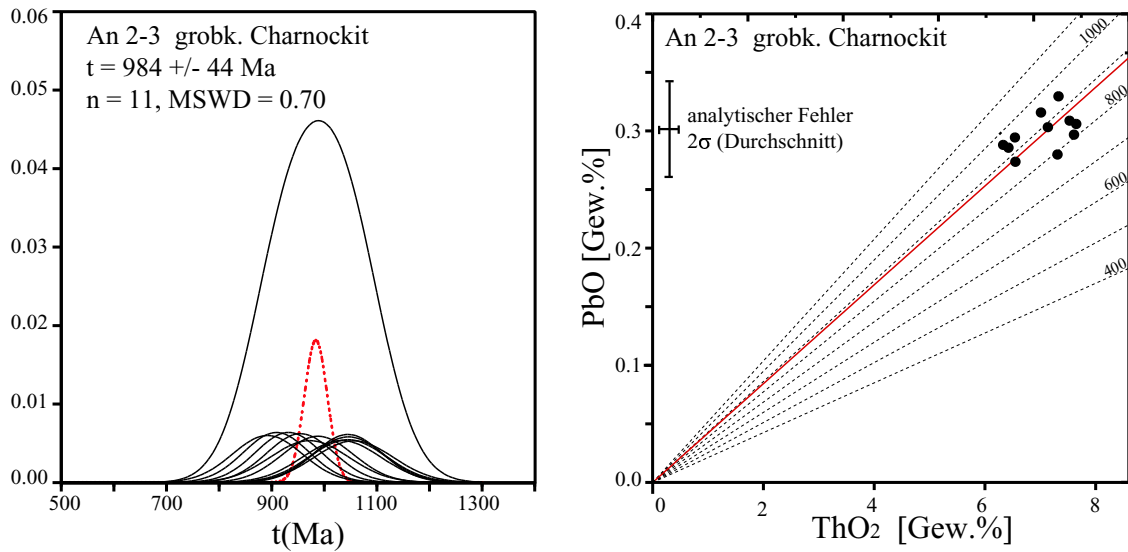


Abb. 4.7: EMS-Alter des Charnockits An 2-3. Ein U-Pb Konkordia-Alter von 960 ± 1 Ma für Monazit aus demselben Handstück wurde von Mezger und Cosca (1999) veröffentlicht. Das EMS-Alter von 982 ± 44 Ma ist innerhalb des Fehlers mit diesem in Übereinstimmung.

Streuung recht hoch, was daran liegt, dass bei den hohen Uran und Blei-Gehalten die Fehler der Einzelalter nur bei ± 6 Ma liegen. Die Pechblende enthält nur etwa 3 Gew.-% Thorium, daher ist das EMS-Alter ein fast reines chemisches U-Pb-Alter.

Die Einzelalter des mit der Pechblende verwachsenen Monazits dieser Probe (Abb. 4.8a) liegen zwischen 553 ± 77 und 390 ± 141 Ma. Das Populationsalter von 502 ± 22 Ma ($n=22$, $MSWD=0.49$) stimmt im Rahmen des Fehlers mit der Pechblende überein.

Die Monazitkörner aus dem Separat der Probe KR 67-3 haben mit Einzelaltern zwischen 569 ± 80 und 467 ± 92 Ma und einer Population von 515 ± 18 Ma ($n=25$, $MSWD=0.4$; Abb. 4.5) praktisch das gleiche Ergebnisse wie die Messungen im Dünnschliff erbracht.

Andere Vergleichsmonazite. Der zur Kontrolle der Kalibration verwendete Referenz-Monazit Mmad stammt aus einer während eines metasomatischen Ereignisses entstandenen Linse im Anoyasan-Granit (Süd-Madagaskar), wo er in Form von Riesenkörnern kogenetisch mit Zirkon, Biotit und Granat auftritt (Paquette u. a., 1994). Er wurde im Verlauf der EMS-Datierungen häufig gemessen. Die Ergebnisse sind in Abb. 4.6 dargestellt. Der Langzeit-Mittelwert von 222 Einzelaltern ist 560 ± 5 Ma mit einer 2σ -Standardabweichung der Einzelalter von 50 Ma. Paquette u. a. (1994) haben Altersdaten für diesen Monazit veröffentlicht. Eine Sm-Nd Mineral-Isochrone (Mnz-Bt-Grt-Zrn) ergab ein Alter von 543 ± 11 Ma. Das obere Schnittpunktalter der diskor-

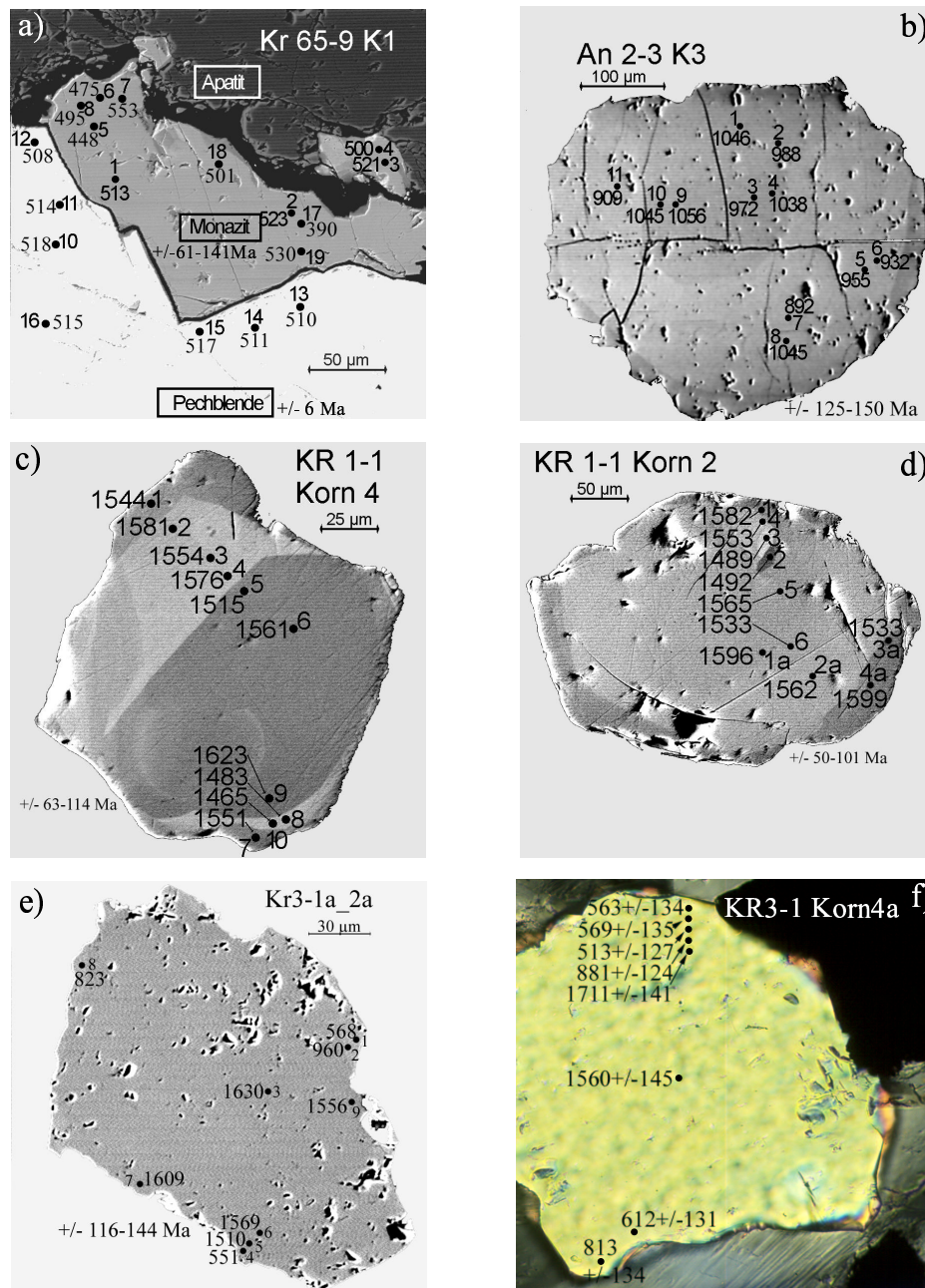


Abb. 4.8: BSE-Bilder der Vergleichsproben (Beispiele). a) Monazit tritt koronitisch an Apatit auf und gelegentlich – wie in der abgebildeten Domäne – zusammen mit Pechblende. b) Monazit aus dem Charnockit An 2-3 mit schwachem Th-Zonarbau aber nur einer Alterspopulation. c,d) deutlich Th-zonierte Monazite aus KR 1-1; helle Bereiche: 14–20 Gew.% Th, dunklere Bereiche 7–9 Gew.% Th; Einige Punkte sind möglicherweise durch ein späteres Ereignis beeinflusst (8 u. 10 in (c) sowie 2 u. 3 in (d)). e,f) Alterszonierte Körner aus KR 3-1. Stellenweise am Rand Alter um 500 Ma, im Kern um 1600 Ma. Am Rand und in schmalen Übergangsbereichen befinden sich meistens Zwischenwerte, die als Mischalter interpretiert wurden. f) Die Alter sind nicht Y-korrigiert; Durchlicht-Bild

danten Zirkone liegt bei 545 ± 2 Ma und stimmt mit dem Alter der Sm-Nd-Isochrone überein.

Als weiterer Vergleichsmonazit konnte auch noch Monazit des grobkörnigen, fast pegmatitisch erscheinenden Charnockit An 2-3 (Angul) verwendet werden. Sein U-Pb-Alter von 960 ± 1 Ma wurde von Mezger und Cosca (1999) an Körnern des selben Handstücks bestimmt, aus dem der Schliff für die EMS-Messungen angefertigt wurde. Das EMS-Alter von 984 ± 44 Ma ($n=11$, MSWD=0.7; Abb. 4.7) stimmt im Rahmen seines Fehlers mit dem U-Pb-Alter überein.

4.6.3 Zuverlässigkeit der EMS-Alter

In Tabelle 4.2 wurden die Y-korrigierten EMS-Alter den U-Pb-Altern gegenübergestellt. Die Vergleichsproben haben zum Teil extrem hohe oder niedrige Th/U-Verhältnisse, innerhalb derer die Mehrzahl der insgesamt 56 untersuchten Proben liegen. Es besteht keine Korrelation zwischen der Differenz von EMS- und Isotopenaltern und dem Th/U-Verhältnis. Das bedeutet, dass die in Gleichung 2.4 abgeschätzte Th-U-Überlagerung entweder keine nennenswerte Auswirkung auf die Alter hat oder deren Auswirkung auf das Alter durch die in gegenläufiger Richtung wirkenden Th-Pb und La-Pb Überlagerungen kompensiert wird.

Probe KR 1-1 ergab die größte beobachtete Abweichung unter den Vergleichsproben. Ihr Y-korrigiertes EMS-Alter ist um 49 Ma (-3.1%) jünger als das U-Pb-Alter. Von allen Proben aus der WCZ ist das die größte Abweichung zu den U-Pb-Altern, (Kapitel 7). Wie schon erwähnt ist jedoch nicht auszuschließen, dass die Altersmuster der neu gemessenen Körner durch ein thermisches Ereignis vor ca. 1450–1350 Ma beeinflusst worden sind. Die Probe KR 3-1 lieferte ein um 22 Ma (-1.4%) jüngerer EMS-Alter als das U-Pb-Alter, mit dem es im Rahmen der Fehler gerade noch übereinstimmt. Dies ist bei der Pechblende zwar nicht der Fall, aber mit einer Differenz von 15 Ma liegen die EMS- und die U-Pb-Alter nicht sehr weit auseinander. Das EMS-Alter des mit der Pechblende verwachsenen Monazits stimmt fast genau mit dem U-Pb-Alter der Pechblende überein.

Die EMS-Alter des Referenz-Monazits Mmad sind verglichen mit den Isotopendaten von Paquette u. a. (1994) um 15 Ma oder 2.8% zu alt. Dies gilt auch für die EMS-Daten der Probe An 2-3 (+24 Ma oder +2.5%).

Fazit: Im Vergleich zu den U-Pb-Altersdaten zeigen die EMS-Altersdaten in der Regel Abweichungen von 2–3%. Für das in dieser Arbeit gesteckte Ziel erwies sich die Übereinstimmung zwischen EMS- und U-Pb-Altern jedoch als völlig ausreichend, weil die prägenden metamorphen Ereignisse der verschiedenen Kristallin-Domänen des Eastern Ghats Belt meist mehrere hundert Ma auseinander liegen.

Eine Trennung zeitlich "eng" aufeinander folgender Ereignisse (<50–70 Ma) ist durch die EMS-Datierung von Monaziten mit normalen ThO_2^* -Pb-Gehalten schwierig. In

solchen Fällen müssen sich die verschiedenen Ereignisse durch möglichst viele Messpunkte an geologisch gut charakterisierten Proben reproduzieren lassen oder innerhalb einer Probe müssen eindeutige Kornzonierungen vorhanden sein.

Kapitel 5

Eigenschaften von Monazit

Es gibt mittlerweile eine ganze Reihe von Veröffentlichungen, welche die vielfältigen Vorkommen, Bildungs- und Abbaureaktionen von Monazit dokumentieren. Außerdem gibt es Ansätze, die Zusammensetzung von Monazit mit den Bildungsbedingungen zu verknüpfen. Dieses Kapitel fasst die für die Interpretation der Alter wichtigsten Erkenntnisse zusammen. Allerdings nehmen derart zahlreiche Parameter Einfluss auf die Zusammensetzung (z. B. die P,T-Bedingungen, die Zusammensetzung des Wirtsgesteins, die Paragenese, die Anwesenheit und Zusammensetzung einer Schmelze oder fluiden Phase), dass in der Praxis die Ermittlung der Wachstumsbedingungen nur selten eindeutig ist. Dennoch unterstützen texturale und chemische Beobachtungen in vielen Fällen die statistische Auswertung, wenn sich aus einem Satz von Einzelaltern mehr als ein Ereignis ergibt. Die chemischen Zonierungen und Charakteristika von Monazit sowie texturale Beobachtungen geben wertvolle Hinweise zur Unterscheidung verschiedener Monazit-Generationen und damit für die Interpretation der Altersdaten. Ein weiterer Schwerpunkt dieses Kapitels beschäftigt sich mit den nicht-radiogenen Prozessen, die Einfluss auf den Bleigehalt im Monazit nehmen.

5.1 Vorkommen, Bildungs- und Stabilitätsbedingungen

Monazit tritt akzessorisch in den meisten felsischen Magmatiten auf, besonders in peraluminösen Leukograniten, Alkaligraniten, Syeniten und verschiedenen Pegmatiten (Overstreet, 1967; Klockmann, 1978; Parrish, 1990; Förster, 1998). Das Phosphat ist außerdem sehr verbreitet in deren amphibolit- und granulitfaziellen Äquivalenten. Auch in Metapeliten tritt Monazit mit Eintritt in die Amphibolitfazies regelmäßig als akzessorische Phase auf. In niedriger metamorphen Äquivalenten findet man dagegen nur selten Monazit (Overstreet, 1967; Parrish, 1990). Ca-reiche, basische Magmatite enthalten keinen Monazit oder nur in Verbindung mit Metasomatose unter Zufuhr von

SEE (z. B. Pan und Fleet, 1996). Daher ist Monazit nicht so universell verbreitet wie Zirkon. Dennoch ist er einer der Hauptträger der LSEE und Th in der kontinentalen Kruste (Poitrasson u. a., 1996).

Unter atmosphärischen Bedingungen ist Monazit gegen Verwitterung resistent und kann sich in Schwermineralsanden anreichern. Monazitsande bilden die wichtigsten Lagerstätten für Thorium und die Selten-Erd-Elemente. Das Phosphat wird jedoch nur selten in Metasedimenten oder metamorphen Magmatiten beschrieben, deren Peakbedingungen unterhalb der Amphibolitfazies lagen. Detritischer Monazit wird offensichtlich häufig prograd zu anderen SEE- und P-haltigen Phasen abgebaut (z. B. Overstreet, 1967; Kingsbury u. a., 1993; Finger u. a., 1998). Dies sind akzessorische Phasen wie Rhabdophan (Sawka u. a., 1986), Apatit, Titanit, Allanit (Overstreet, 1967; Bingen u. a., 1996), LSEE-Oxid-Phasen sowie nicht näher identifizierte, Ce-arme SEE-Phosphate (Kingsbury u. a., 1993). Dies sind überwiegend Phasen, die Ca als ein Hauptelement enthalten und anstelle von Ca^{2+} -Ionen in unterschiedlichem Ausmaß auch LSEE^{3+} -Ionen einbauen können. In Ca-reichen Gesteinen wird Monazit im Stabilitätsfeld der oben genannten Minerale leicht abgebaut. Ein Teil der LSEE kann an Hauptminerale gebunden sein oder werden, besonders Plagioklas (z. B. $\sum \text{LSEE}$ 100–200 ppm, Bea und Montero, 1999). Zum Beispiel beschrieb Bons (1988) porphyroblastischen Monazit in sub-grünschieferfaziellen Schiefen, der während einer darauf folgenden grünschieferfaziellen Überprägung zu Allanit reagierte. Es gibt jedoch auch Beispiele für Monazit in niedrig-metamorphen Gesteinen. So beschrieben Franz u. a. (1996) progrades Wachstum von Monazit in einer grünschiefer- bis granulitfaziellen metapelitisch-psammitischen Serie. Dies zeigt, dass Monazit je nach den Umständen, z. B. in Ca-armen Systemen, auch bei schwacher bis mittlerer Metamorphose stabil sein kann.

Mit Übergang der P, T-Bedingungen in die mittlere Amphibolitfazies wird die Mehrzahl der SEE-haltigen Phasen (z. B. Rhabdophan und Allanit) fortschreitend unter Neubildung von Monazit abgebaut, so dass sich die Anzahl und die durchschnittliche Korngröße der Monazitkörner erhöht. Dabei können prograde Alterszonierungen entstehen und erhalten bleiben, wenn die Körner während des Peakstadiums der Metamorphose nicht zurückgestellt werden (Kingsbury u. a., 1993). Auf die Schließtemperatur wird im Abschnitt 5.3 eingegangen.

Während der Anatexis wird Monazit entsprechend seiner Löslichkeit von der granitischen Schmelze aufgenommen (Rapp und Watson, 1986; Montel, 1987, 1993), Abb. 5.1. Daher nehmen Anzahl und Größe der Körner im Restit ab und es können meist nur kleine und gerundete Einschlüsse erhalten bleiben, z. B. in Granat gepanzert (Abb. 7.15 c, S. 83). Bingen u. a. (1996) beobachteten einen Rückgang des modalen Anteils von Monazit in Orthogneisen oberhalb des Opx-in Isograds. Sie nehmen allerdings an, dass die Freisetzung von Fluor während des Dehydrations-Schmelz-Abbaus von Biotit Apatit gegenüber Monazit stabilisierte. Aus anatektischen Schmelzen kann Monazit neu auskristallisieren (z. B. Montel, 1993). Nach eigenen Beobachtungen an leukograni-

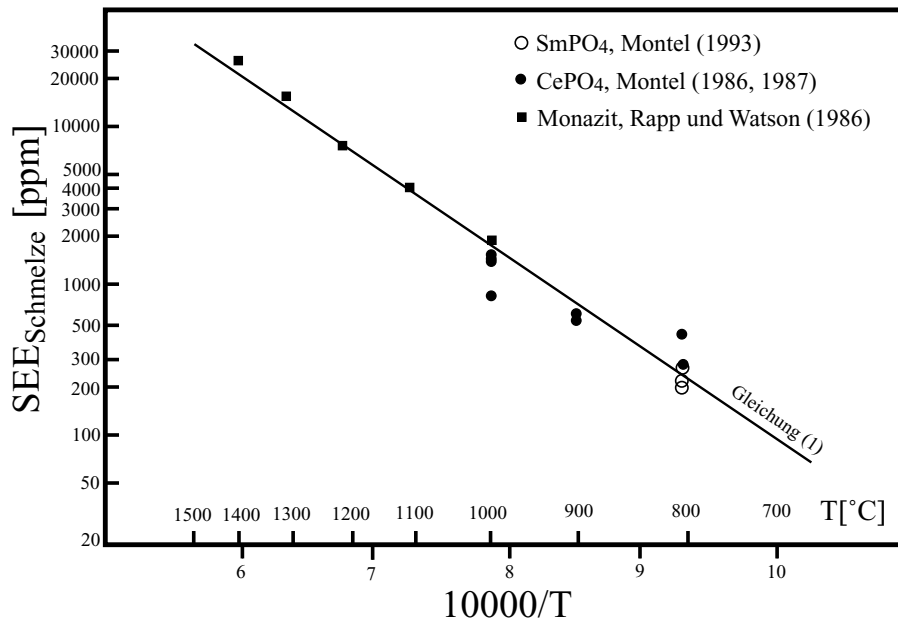


Abb. 5.1: Experimentell bestimmte Löslichkeit von Monazit ($LSEEPO_4$) in felsischen, Ca-, Fe- und Mg-armen Schmelzen unter H_2O -reichen Bedingungen (aus Montel, 1993). Die Löslichkeit lässt sich mit der Gleichung $\ln(SEE_t) = 9.50 + 2.34D + 0.3879\sqrt{H_2O} - 13318/T$ beschreiben, mit $SEE_T = \sum \frac{SEE_i(\text{ppm})}{\text{Molekulargewicht}(\text{gmol}^{-1})}$ und $D = \frac{Na+K+Li+2Ca}{Al} \cdot \frac{1}{Al+Si}$ mit Na, K, Li, Ca, Al, Si in Atom%, H_2O in Gew.%, T in K. Für Th- und U-haltige Monazite muss SEE_t durch $\frac{SEE_t}{X_{SEEPO_4}}$ ersetzt werden, X_{SEEPO_4} ist die Summe der Molfraktionen der SEE-Komponenten in Monazit.

tischen Leukosomen (Leptyniten) des EGB entstehen dabei z. T. recht große, hypidiomorphe und Th-reiche Körner. Diese zeigen oft oszillierenden Th-Zonarbau, der ebene Wachstumsflächen nachzeichnet, manchmal auch polysynthetische Zwillingsbildungen. Dadurch unterscheiden sich diese Körner deutlich von den kleinen, Y+SSEE-reichen Körnern in Restiten. Rapp und Watson (1986) und Montel (1993) haben gezeigt, dass die Löslichkeit von Monazit in granitischen Systemen im wesentlichen von der Temperatur abhängig ist. (Montel, 1993) kalibrierte aus diesem Zusammenhang ein vom Druck weitgehend unabhängiges Geothermometer. Die Anwesenheit von H₂O erhöht die Löslichkeit geringfügig. Außerdem spielt der Gehalt von Ca, Fe und Mg in der Schmelze eine noch nicht genauer untersuchte Rolle (Montel, 1993).

Monazit kann allerdings auch bis in den UHT-granulitfaziellen Bereich hinein bestehen bleiben, z. B. wenn er in anderen Mineralen eingeschlossen ist. Ein Beispiel hierfür sind die UHT-Paragenesen der MgAl-Granulite von Anakapalle, in denen Monazit in modal signifikanten Anteilen in Granat und Orthopyroxen-Sapphirin-Symplektiten eingeschlossen ist (Abb. 7.32, S. 99).

Auf dem retrograden Pfad wird die Stabilität von Monazit vor allem durch Fluidinfiltration beeinflusst. Retrograde Reaktionstexturen von Monazit mit Allanit, cheralitischem Monazit und Apatit wurden z. B. von Bea und Montero (1999) und Finger u. a. (1998) beschrieben. In den kaum amphibolitfaziell überprägten EGB-Granuliten kommen sie in dieser Art jedoch nicht vor.

5.2 Chemische Eigenschaften

Monazit, (LSEE, Y, SSEE, Th, U, Ca)[(P, Si)O₄], kristallisiert in der Raumgruppe P2₁/n. Die Struktur wird durch ein Gerüst aus verzerrten PO₄ (oder auch SiO₄)-Tetraedern gebildet. Die Metall-Kationen SEE³⁺, Th⁴⁺, U⁴⁺ und Ca²⁺ sind 9-fach koordiniert (Deer u. a., 1992).

Nach einer Klassifikation im System 2 CePO₄-CaTh(PO₄)₂-2 ThSiO₄ (Bowie und Horne, 1953; Abb. 5.2) enthält Monazit mindestens 75 Mol% Ce(PO₄) (Ce als Stellvertreter der LSEE). In dieser Klassifikation fehlt jedoch die wichtige Xenotim-Komponente Y+SSEE. Xenotim (Y, SSEE, U, Th, Ca)[(P, Si)O₄] ist das tetragonal in Zirkon-Struktur (I4₁/amd) kristallisierenden SSEE-Gegenstück zu Monazit. Innerhalb der Reihe der reinen SEE-Phosphate erfolgt der Übergang von der Monazit-Struktur in die Xenotim-Struktur zwischen GdPO₄ und TbPO₄ (Gratz und Heinrich, 1997). Der chemische Zonarbau vieler Monazite ist extrem komplex und wird vor allem durch die Verfügbarkeit seiner chemischen Komponenten und die PT-Bedingungen während des oft polyphasen Wachstums bestimmt. Der Einbau der Aktiniden sowie Ca, Si, Y und die SSEE erfolgt durch folgende Substitutionen:

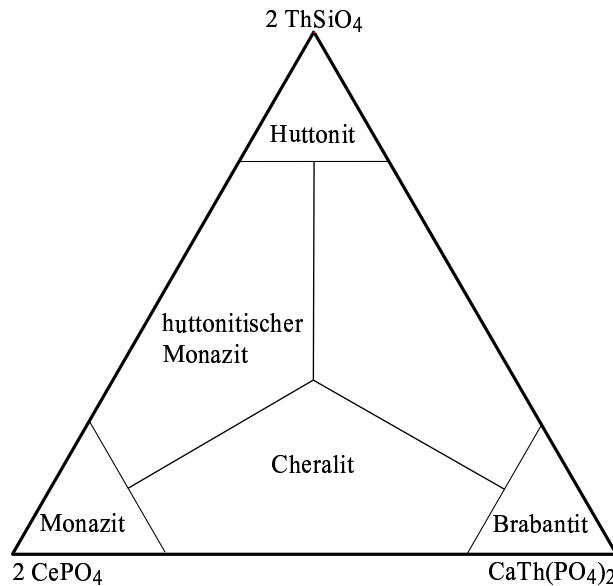
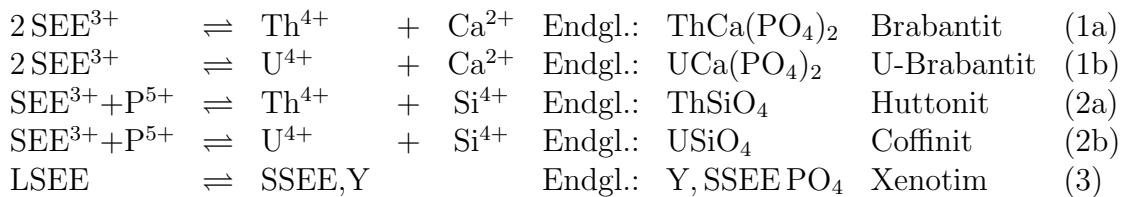
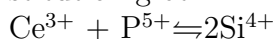


Abb. 5.2: Nomenklatur im Monazit-System nach Bowie und Horne (1953).



Dabei sind die Th-Substitutionen 1a und 2a gegenüber den U-Substitutionen 1b und 2b stark bevorzugt, so dass das U/Th-Verhältnis von Monazit meistens $\ll 1$ ist. Es gibt jedoch auch Ausnahmen mit einem U/Th-Verhältnis > 1 ist. In Xenotim werden die Aktiniden in wesentlich geringeren Mengen eingebaut als in Monazit und das U/Th-Verhältnis ist meist $\gg 1$. Die Gültigkeit der Substitutionen 1a bis 2b ist dadurch verdeutlicht, dass die Summe der Th-, U-, und Pb-Kationen fast 1:1 mit der Summe der Ca- und Si-Kationen korreliert Zhu und O’Nions (1999). Bei den in dieser Arbeit untersuchten Proben ist gelegentlich ein Si+Ca Überschuss gegenüber der Summe Th+U+Pb zu beobachten (Abb. 5.3). Der geringe Si-Gehalt in praktisch Th+U-freien Monaziten deutet darauf hin, dass es möglicherweise auch folgende Substitution gibt:



Der Th-Zonarbau ist durch BSE-Abbildungen oder X-Ray mapping gut sichtbar zu machen und ermöglicht wesentliche Aussagen über die Wachstums- und Alterationsstadien der einzelnen Monazitkörner (z. B. Zhu und O’Nions, 1999).

Der Gehalt an Y+SSEE in Monazit ist variabel. Gratz und Heinrich (1997) un-

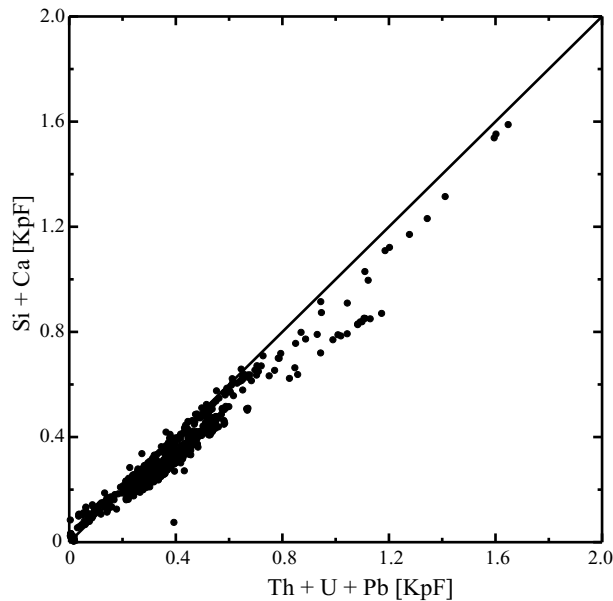


Abb. 5.3: Darstellung Si+Ca gegen Th+U+Pb

tersuchten die Mischbarkeit im System $\text{CePO}_4\text{--YPO}_4$ experimentell (Abb. 5.4). Mit steigender Temperatur und in geringerem Maße mit steigendem Druck nimmt demnach die Löslichkeit der Xenotim-Komponente in Monazit zu. Die Löslichkeit von Monazit-Komponente in Xenotim ist dagegen nur sehr gering und ändert sich kaum im P, T-Bereich der Experimente (Abb. 5.4). Eine relativ hohe Xenotim-Komponente im Monazit ist demnach ein Hinweis auf hohe Bildungstemperaturen. Allerdings ist die Ableitung von Bildungsbedingungen aus diesem Zusammenhang problematisch, da beispielsweise die Bildung bzw. der Abbau von Granat wesentlichen Einfluss auf die Verfügbarkeit von Y+SSEE nehmen (Foster u. a., 2000; Bea und Montero, 1999). Granatwachstum führt zu einer verringerten Verfügbarkeit an SSEE+Y im System, zunächst durch Abbau von Xenotim, dann durch Verarmung der Xenotim-Komponente in Y+SSEE-haltigen Phasen (Bea und Montero, 1999). Eigene Beobachtungen an den EGB-Proben bestätigen dies, denn die Y+SSEE-Gehalte von Monazit in Xenotim-führenden Proben sind mit max. 11.5 Gew. % mit Abstand höchsten. Die Mehrzahl der untersuchten Monazite aus Proben ohne nachgewiesenen Xenotim enthält weniger als 4, gelegentlich 4–7 Gew. % Y+SSEE. Es ist daher offenkundig, dass die Monazite vieler Proben an Xenotim-Komponente untersättigt sind. Auch die Substitutionen 2a und b können dazu führen, dass die Monazitstruktur toleranter für SSEE wird, denn durch den P-Si-Austausch kommt es zu einer Verkleinerung der 9-fach koordinierten Kationen-Position (Poitrasson u. a., 1996). Dem steht jedoch die Beobachtung an Monaziten der EGB-Granulite gegenüber, dass gerade die Monazite mit hohem Ca/Si-Verhältnis meist auch höhere Y+SSEE-Gehalte aufweisen (Abb. 5.5). In

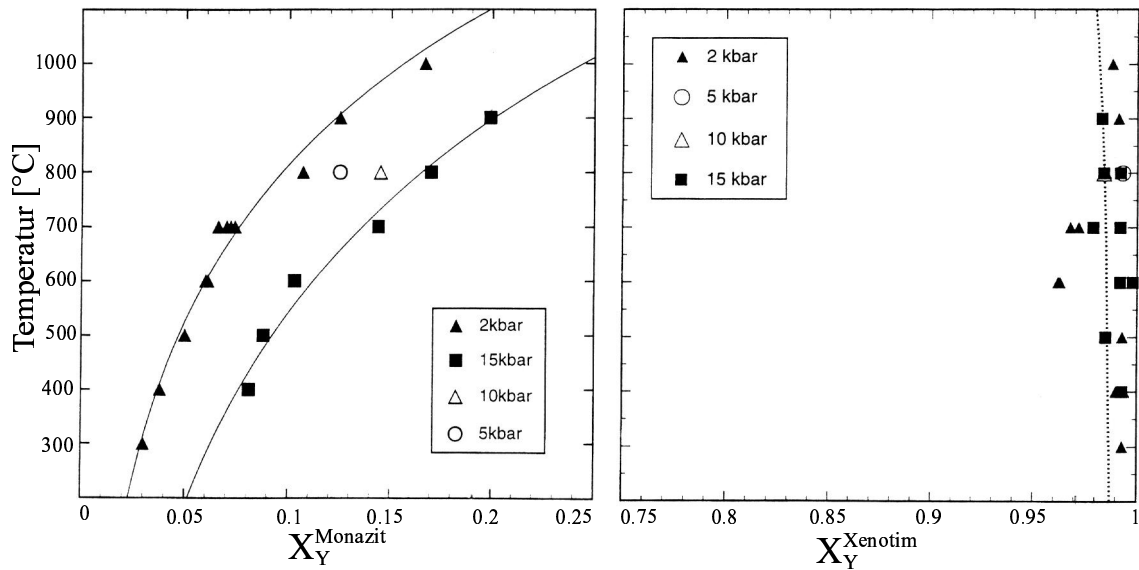


Abb. 5.4: Experimentell bestimmte Mischbarkeiten von (a) Yttrium in Monazit und (b) Cerium in Xenotim (Gratz und Heinrich, 1997), mit den Solvi für 2 und 15 kbar.

Abb. 5.5 sind einige repräsentative Analysen verschiedener Monazit-Typen dargestellt. Es zeigt sich, dass die Substitutionen 1a und 1b bei den meisten Monaziten gleichzeitig wirksam sind. Jedoch dominiert in sehr Th-reichen Monaziten in der Regel Substitution 2a (Abb. 5.5) und bei U-reichen Monaziten tritt Substitution 1b gegenüber 2b in den Vordergrund. U-reiche Monazite enthalten gleichzeitig hohe Gehalte an Xenotim-Komponente. In lithologisch unterschiedlichen Granuliten des EGB treten einige charakteristische Monazit-Typen auf:

- Monazit Typ1 enthält etwa zwischen 2 und 20 Gew% ThO_2 , nur 0.1–1 Gew% UO_2 und das Si/Ca-Verhältnis ist oft ausgeglichen. Y+SSEE ist kleiner ~ 3 Gew.%. Monazit dieser Zusammensetzung kommt in lithologisch unterschiedlichen EGB-Granuliten vor und ist mit Abstand der dominierende Typ.
- Monazit Typ2 enthält etwa zwischen 8–20 Gew% ThO_2 und niedrige SSEE-Gehalte ($\text{Y+SSEE} < \sim 2$ Gew.%). Uran ist jedoch < 0.5 Gew. % und das Si/Ca-Verhältnis $\gg 1$. Diese Zusammensetzungen sind typisch für Monazite, die aus leukogranitischen Schmelzen (Gänge und Leukosome) kristallisierten.. Die Abgrenzung gegenüber Typ 1 ist fließend.
- Monazit vom Typ 3 mit $\text{ThO}_2 > 25$ Gew% (cheralitisch) ist selten und wurde nur in Form isolierter Domänen im Kern zonierter Körner festgestellt, wo sie von

Sprenggrissen umgeben sind. Sie enthalten praktisch kein Y oder SSEE und besitzen ein extrem hohes Si/Ca-Verhältnis. Solche Körner wurden in den Qtzreichen, vermutlich mit krustaler Komponente kontaminierten ferrodioritischen und leukonoritischen Randgesteinen des Bolangir-Anorthosits und im quarzitisches Khondalit KR 92-1 entdeckt.

- Monazit Typ 4 zeigt hohe U-Gehalte (>1.5 Gew.%) bei sehr hohen U/Th-Verhältnissen, hohen Ca/Si-Verhältnissen und meist hohen Y+SSEE-Gehalten. Dies ist die typische Monazitvarietät vieler MgAl-Granulite (z. B. Paderu, Anakapalle).
- Monazit Typ 5 ist durch sehr hohe SSEE-Gehalte ($\sum Y + SSEE > 5$ Gew.%), sehr niedrige Th-Gehalte ($\text{Th} < 1$ Gew.%) und hohe U/Th-Verhältnisse gekennzeichnet. Dieser Typ entspricht einer Extremform von Typ 4 und tritt in den UHT-Granuliten von Anakapalle auf. Typischerweise koexistiert dieser Monazit-typ mit Xenotim.

Es ist bemerkenswert, dass bestimmte charakteristische Monazit-Zusammensetzungen zwar typisch für bestimmte Gesteine sind, dass jedoch innerhalb einer Probe sehr oft verschiedene Monazit-Typen vorkommen. Gelegentlich besteht sogar ein zoniertes Korn aus verschiedenen Monazit-Typen. Die Ursache hierfür ist sicherlich, dass sich Monazit bei sehr verschiedenen PT-Bedingungen bilden kann, innerhalb derer auch deutliche Veränderungen der Zusammensetzung der Mikrodomäne und der fluiden Phase möglich sind. Die Entstehung und Beständigkeit komplexer Zonierungen während verschiedener Überprägungen belegt die schlechte Diffusivität der Elemente im Monazitgitter. Auf diesen Aspekt wird im folgenden Abschnitt näher eingegangen.

5.3 Pb-Systematiken und Komplikationen

Entscheidend für die EMS-Datierung von Monazit ist, dass das Phosphat bei seiner Bildung nur sehr wenig gewöhnliches Blei einbaut und das radiogen gebildete Blei im Gitter verbleibt.

Die erste Voraussetzung ist im allgemeinen erfüllt, was durch eine Anzahl jüngerer Veröffentlichungen bestätigt ist (z. B. Parrish, 1990; Montel u. a., 1996). Dabei wäre nach Podor und Cuney (1997) der Einbau des großen Pb^{2+} -Kations aus kristallchemischer Sicht sogar möglich, z. B. über die Substitution $2\text{SEE}^{3+} \rightleftharpoons \text{Pb}^{2+} + [\text{Th}, \text{U}]^{4+}$. Die Summe der Radien von Pb^{2+} (1.35Å) und Th^{4+} (1.09Å) oder U^{4+} (1.05Å) entspricht etwa der Summe der Radien von zwei La^{3+} (1.216Å) oder Ce^{3+} (1.196Å) (alle Ionenradien nach Shannon (1976) für 9-fache Koordination). Die monokline Verbindung $\text{PbTh}[\text{PO}_4]_2$ wurde von Querton u. a. (1984) beschrieben.

Analyse	KR 51-5-1.12	KR 1-1-2.4	OK 66_1_gt.3	KR 1-1-4.1	R16c_7.1	an32_7.2	KR 11_2.1
Gestein	Metapelit	Leptynit	Augengneis	Leptynit	Khondalit	Khondalit	Charnockit
Typ	1	1	1	1	1	1	1
SiO ₂	0.71	2.65	1.50	1.18	0.92	0.57	1.35
CaO	0.69	2.00	1.09	1.47	0.80	0.86	1.13
P ₂ O ₅	29.33	24.96	28.01	28.48	28.40	28.33	28.12
Y ₂ O ₃	0.39	0.19	0.00	0.19	0.01	0.48	0.94
ThO ₂	4.92	20.84	13.37	10.86	8.94	7.03	12.97
UO ₂	0.55	0.36	0.25	0.24	0.21	0.61	0.33
PbO	0.47	1.50	0.59	0.79	0.39	0.53	0.98
La ₂ O ₃	15.56	7.97	11.59	10.43	14.39	12.45	12.31
Ce ₂ O ₃	30.87	21.50	28.00	27.38	30.14	29.34	26.82
Pr ₂ O ₃	3.23	2.85	2.99	3.45	3.09	3.22	2.78
Nd ₂ O ₃	11.42	11.52	11.27	13.48	11.02	12.00	10.19
Sm ₂ O ₃	1.88	2.14	1.43	2.26	1.57	2.50	1.70
Gd ₂ O ₃	1.06	0.84	0.52	0.85	0.54	1.68	0.99
Dy ₂ O ₃	0.17	0.14	0.04	0.07	0.00	0.24	0.29
Er ₂ O ₃	0.11	0.13	0.06	0.09	0.06	0.10	0.07
Yb ₂ O ₃	0.00	0.05	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03
Summe	101.37	99.61	100.75	101.22	100.49	99.92	101.00

Analyse	KR 67_3_1.2	KR 67_2_2.7	KR 67_2_4.2	KR 39-1_k4.9	KR 25_5_6.1	CH 14_2_2.8	KR 92_1_3b.8
Gestein	Pegmatit	Leptynit	Leptynit	Leukosom	Leukogranit	Ferrodiorit	Leuk. in Metas.
Typ	1-2	2	2	2	2	3	3
SiO ₂	1.31	1.93	1.09	4.28	1.41	7.89	7.47
CaO	0.88	0.31	0.45	0.29	0.93	0.00	0.00
P ₂ O ₅	27.44	26.22	28.90	23.38	28.30	17.72	17.75
Y ₂ O ₃	0.48	0.00	0.00	0.09	0.09	0.01	0.14
ThO ₂	11.40	9.80	7.07	20.32	11.78	34.75	33.14
UO ₂	0.20	0.35	0.32	0.32	0.17	0.66	0.70
PbO	0.24	0.26	0.32	0.61	0.51	1.16	1.19
La ₂ O ₃	15.58	16.55	14.98	11.35	12.53	10.06	9.88
Ce ₂ O ₃	28.77	31.19	33.02	26.08	28.55	19.82	20.49
Pr ₂ O ₃	2.70	3.01	3.37	2.72	3.00	1.96	1.97
Nd ₂ O ₃	8.45	9.74	11.49	9.55	11.70	6.08	7.35
Sm ₂ O ₃	1.21	0.82	1.08	1.00	1.39	0.57	1.00
Gd ₂ O ₃	0.64	0.11	0.33	0.33	0.52	0.12	0.56
Dy ₂ O ₃	0.19	0.00	0.03	0.02	0.08	0.03	0.09
Er ₂ O ₃	0.14	0.08	0.01	0.00	0.04	0.13	0.00
Yb ₂ O ₃	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
Summe	99.67	100.38	102.47	100.34	101.02	100.97	101.75

Analyse	KR 92_1_3f.10	G 85_2_3a.2	G 85_1_6.6	KR 58-10_5a.6	KR 36-10	KR 36-10	KR 36-10
Gestein	Leuk. in Metas.	Spr-Metapelit	Spr-Metapelit	MgAl-Granulit	MgAl-Granulit	MgAl-Granulit	MgAl-Granulit
Typ	3	4	4	5	5	5	Xenotim
SiO ₂	8.44	0.38	0.70	0.13	0.12	0.15	0.06
CaO	0.00	1.25	1.00	0.42	0.00	0.02	0.00
P ₂ O ₅	15.86	28.83	29.96	30.09	31.54	30.27	36.43
Y ₂ O ₃	0.11	1.45	6.78	5.59	8.06	4.45	47.10
ThO ₂	36.53	6.04	6.55	1.72	0.00	0.00	0.00
UO ₂	0.55	3.23	2.75	0.20	0.11	0.14	0.07
PbO _c	1.19	0.71	0.71	0.10	0.00	0.00	0.00
La ₂ O ₃	9.12	11.57	10.12	14.72	12.59	16.73	0.14
Ce ₂ O ₃	18.35	26.51	22.85	27.62	25.76	29.31	0.50
Pr ₂ O ₃	1.78	2.97	2.57	2.74	2.75	2.98	0.09
Nd ₂ O ₃	6.32	10.94	9.30	10.14	11.21	10.63	0.78
Sm ₂ O ₃	0.77	2.64	1.93	1.96	2.65	1.91	0.65
Gd ₂ O ₃	0.35	1.79	1.91	2.25	3.25	1.99	3.82
Dy ₂ O ₃	0.01	0.60	1.45	1.42	1.94	1.01	4.85
Er ₂ O ₃	0.04	0.18	0.67	0.39	0.37	0.18	2.57
Yb ₂ O ₃	0.04	0.04	0.25	0.12	0.05	0.04	1.25
Summe	99.46	99.16	99.57	99.66	100.49	99.87	98.70

Abb. 5.5: Einige repräsentative Analysen der im Text beschriebenen Monazit-Typen.

Die von Jarosewich und Boatner (1991) aus einer SEE-dotierten Blei-Hydrogenphosphat-Schmelze (PbHPO_4 enthält 68.3 Gew.%Pb !) gezüchteten LSEE-Phosphate enthalten um 1 Gew. %Pb, CePO_4 sogar bis zu 3 Gew% (Tab. A.5, S. 194). Offensichtlich konnten die Phosphate unter diesen Bedingungen Blei einbauen. Dass gerade CePO_4 mit Abstand am meisten Pb enthält, könnte daran liegen, dass Cer auch als 4-wertiges Kation auftreten kann: $2\text{Ce}^{3+} \rightleftharpoons \text{Pb}^{2+} + \text{Ce}^{4+}$. Die Messungen zeigen jedenfalls, dass die Monazitstruktur durchaus in der Lage ist, hohe Bleigehalte zu tolerieren. Poitrasson u. a. (1996) beobachteten den Einbau von Blei im Zuge einer Vergreisung von Granit.

Das im Monazit gebildete radiogene Pb^{2+} wird nach Suzuki u. a. (1994) und Podor und Cuney (1997) in die Monazit-Struktur eingebaut. Die Diffusion von Pb^{2+} ist demnach aus Gründen des Ladungsausgleichs nur durch gekoppelten Austausch mit Th^{4+} oder U^{4+} möglich (Podor und Cuney, 1997). Dieser ist jedoch mit sehr hohem Energieaufwand verbunden, woraus sich die hohe Schließtemperatur für Monazit ergibt.

Dass in den allermeisten Fällen natürliche Monazite nur sehr wenig gewöhnliches Blei einbauen könnte daran liegen, dass vor allem der fast immer gegenwärtigen Kalifeldspat, aber auch Sulfide und möglicherweise auch Plagioklas das meist nur im ppm-Bereich vorhandene Blei gegenüber Monazit bevorzugt einbauen.

5.3.1 Prozesse, die zu Alterszonarbau führen

Lösung-Fällung Bei Anwesenheit einer fluiden Phase können sich durch Lösung-Fällung scharf abgegrenzte Anwachsdomänen bilden, die sich chemisch von alten Korn-domänen unterscheiden (Bsp. Probe 160200-3, Abb. 7.67 und 7.68). Teufel und Heinrich (1996) führten Hydrothermalexperimente u. a. an pulverisiertem Monazit bei verschiedenen Temperaturen durch. Dabei kam es oberhalb 650°C durch Lösung-Fällung zu einer Kornvergrößerung, wobei alte Fragmente erhalten blieben und von neugebildeten Domänen umsäumt wurden. Dabei verblieb das Blei in der fluiden Phase, während Uran in den neugebildeten Monazit eingebaut wurde. Bleiverlust durch *leaching* oder Volumendiffusion konnten sie in den Experimenten nicht nachweisen. Ein gutes Beispiel für Lösung-Fällung ist das Vorkommen von Monazit in hydrothermalen alpinen Zerrklüften (Klockmann, 1978).

Lösung-Fällung scheint für einige der EGB-Proben relevant zu sein, besonders in der Region Chipurupalle und Chilka Lake. Die jungen Anwachsdomänen sind in diesen Proben von Korn zu Korn sehr unterschiedlich groß ausgebildet oder können auch fehlen.

Thermische Pb-Volumendiffusion sollte sich durch die Ausbildung von Pb-Diffusionsprofilen äußern, entlang derer die scheinbaren Alter in Richtung Kornrand immer jünger werden. Auch an scharf begrenzten Th-Zonierungen, wie sie in BSE-Bildern

oft zu erkennen sind, sollten sich bei effektiver Bleidiffusion innerhalb eines Kornes Alterszonierungen entwickeln.

Obwohl Pb-Diffusion bei hohen Temperaturen experimentell nachgewiesen (Smith und Giletti, 1997) und auch in natürlichen, amphibolitfaziellen Proben beschrieben wurde (Suzuki u. a., 1994), wurde die Schließtemperatur für Monazit in den letzten Jahren immer weiter nach oben verschoben. Köppel (1974) setzten sie noch bei 600–650°C an, Parrish (1990) schon bei $725 \pm 25^\circ\text{C}$. Es gibt es mittlerweile überzeugende Belege dafür, dass thermische Pb-Diffusion bis in den granulitfazielle Temperaturbereich hinein ineffizient ist. DeWolf u. a. (1993) zeigten durch *in situ*-Messungen mit einer Ionensonde, dass einzelne Monazitkörner eine komplexe Altersstruktur zeigen können, die sie nicht durch Pb-Diffusion sondern durch Fluid-induzierte Rekristallisation erklärten. Manche Domänen datierten noch die Peak-Metamorphose ($T=800^\circ\text{C}$, $P=8 \pm 1$ kbar). Cocherie u. a. (1998) dokumentierten fleckig alterszonierte Monazitkörner (~ 2830 , ~ 2720 und ~ 2040 Ma) aus Proben, die bei geschätzten 700°C vor ~ 2040 Ma migmatitisiert wurden. Neben alten Domänen existieren jüngere, die die Anatexis datieren. Sie fanden, dass das Korn-Gesamtvolumen zwar unvollständig zurückgestellt wurde, im Maßstab einer EMS-Analyse dagegen nur an sehr wenigen Stellen. Die Autoren vermuten daher, dass Pb-Diffusion höchstens eine untergeordnete Rolle gespielt haben konnte. Braun u. a. (1998) beschrieben Monazitkörner mit proterozoischen Domänen aus Granuliten des Kerala Khondalite Belt, die ein pan-afrikanisches Hochtemperatur-Ereignis ($T \sim 900^\circ\text{C}$) überdauerten, obwohl sie auf Korngrenzen und anderen ungeschützten petrographischen Positionen lagen. Nur in Bereichen, in denen Fluide aktiv waren, erfuhren sie deutlichen Pb-Verlust. Die Autoren vermuten ebenfalls, dass die Mobilisierung von Blei in Monazit hauptsächlich im Zusammenhang mit Fluid-Wechselwirkung steht. Das Fehlen von Diffusionsprofilen in Monaziten wurde auch von Zhu und O’Nions (1999) aus Granuliten der Lewisian-Region beschrieben. Nach Villa (1998) sind es die mit einem Um- oder Neubau des Kristallgitters verknüpften Prozesse wie Rekristallisation oder Lösung-Fällung, die schließlich zur Bildung von Alterszonarbau oder neuer Monazit-Generationen führen.

In keiner der in dieser Arbeit untersuchten Proben wurden Körner mit eindeutig durch Diffusion verursachte Alterszonierungen gefunden, obwohl alle Proben von extrem hochtemperierte granulitfaziellen Bedingungen abkühlten und zumindest einige Proben, wie z. B. Metapelite und MgAl-Granulite der Chilka Lake Region (Probe Dq2, KR 40-2), mehrfach oder lang anhaltend granulitfaziell überprägt wurden.

Strain-induzierte Rekristallisation Von diesem Prozess können ganze Körner oder nur Korndomänen betroffen sein. Außer durch Deformation kann Strain auch durch Temperung verursacht werden, möglicherweise ein sehr wichtiger Prozess. Die mit der Temperung verbundene "Verschiebung" von Korngrenzen durch Rekristallisation der Matrix-bildenden Minerale verursacht Strain, der Rekristallisation im Monazit

auslösen kann (Ayers u. a., 1999).

Da Monazit prinzipiell in der Lage ist Pb in sein Gitter einzubauen, könnte es möglich sein, dass vor der Rekristallisation bereits vorhandenes Blei zumindest teilweise wieder eingebaut wird. Dies ist wahrscheinlich davon abhängig, wie mobil das Blei während der Rekristallisation ist. Beispielsweise könnte eine fluide Phase das Blei während der Rekristallisation aufnehmen oder es könnte abdiffundieren und in Kalifeldspat oder Sulfide eingebaut werden. Gerade bei einer fluid-abwesenden, rein strain-induzierten Rekristallisation scheint daher eine zumindest teilweise Reinkorporation von Blei möglich.

Gitterdefekte Durch Deformation entstehen in Monazit Gitterdefekte, ohne dass es dabei schon zu einer Rekristallisation kommen muss. Solche Körner zeigen in den betroffenen Domänen eine undulöse Auslöschung. Beispielsweise zeigt Korn 4 in der Probe KR 39-1 undulöse Auslöschung kombiniert mit unregelmäßigen Alterszonierungen (Abb. 7.67). In den Bereichen mit undulöser Auslöschung ist die Diffusivität für Blei durch eine größere Versetzungsdichte erhöht. Kern-Rand-Zonierungen treten hier nicht auf, die betroffenen Domänen können auch im Inneren des Kornes liegen. Gegen die Einwirkung radioaktiver Strahlung aus dem Zerfall von Th und U ist Monazit wesentlich resistenter als beispielsweise Zirkon, da entstandene Gitterschäden im Monazit schon bei wesentlich niedrigeren Temperaturen als bei Zirkon ausheilen (Meldrum u. a., 1998). Er tritt daher fast nie in metamiktem Zustand auf.

Fluid-induzierte Rekristallisation Die Th/U/Pb-Verhältnisse können auch durch Fluid-induzierte Rekristallisation beeinflusst werden. Was dabei im einzelnen geschieht, ist noch weitgehend ungeklärt. Denkbar ist jedoch eine Fluid-Monazit-Wechselwirkung, die eine Anpassung der Zusammensetzung des Monazits an veränderte PT-Bedingungen oder eine veränderte chemische Umgebung bewirkt. Fluid-induzierte Mobilisation von Pb wurde z. B. von Braun u. a. (1998) beschrieben.

Hydrothermale Alteration Die Anwesenheit von wässrigen Fluiden kann eine hydrothermale Alteration von Monazit bewirken. Dabei kann es zu Elementaustausch mit der Umgebung kommen, wobei die Zusammensetzung der fluiden Phase und die physikalischen Bedingungen eine große Rolle spielen (Poitrasson u. a., 1996). Je nach Zusammensetzung der Fluide gibt es verschiedene Mechanismen: reine Kationenaustauschreaktionen nach dem Reaktionstyp $2REE^{3+} \rightleftharpoons (U, Th)^{4+} + Ca^{2+}$ (1a, b) oder Reaktionen vom Typ $REE^{3+} + P^{5+} \rightleftharpoons (Th, U)^{4+} + Si^{4+}$ (2a, b), die mit einem Umbau Gerüst des Tetraeder-Gerüsts verbunden sind. Bei beiden Mechanismen reichert sich Thorium in den alterierten Domänen an (Poitrasson u. a., 1996). Die Alteration kann auf kleinstem Raum sehr unterschiedlich ausgeprägt sein. Poitrasson u. a. (1996) beschrieben z. B. ein Monazitkorn, das am Kontakt zu Chlorit alteriert

war, an Quarz angrenzend jedoch nicht. Ein auslösender Faktor könnte das bei der Chloritisierung von Biotit lokal frei werdende Fluor sein.

Einbau von ^{230}Th Ein primärer Störprozess ist der Einbau von ^{230}Th , das aus der Zerfallsreihe von ^{238}U stammt. Die daraus entstehende Pb-Menge ist jedoch auch in Gesteinen mit einem hohen U/Th-Verhältnis so gering, dass sie für die EMS-Methode keine Bedeutung hat (Parrish, 1990; Suzuki u. a., 1994). Bei den präzisen massenspektrometrischen Methoden kann der Effekt störende Ausmaße annehmen und überkonkordante U-Pb Monazitalter verursachen (z. B. Vavra und Schaltegger, 1999).

Im Verlauf der metamorphen Entwicklungsgeschichte können verschiedene der oben aufgeführten Prozesse stattfinden und komplexen Zonarbau in Monazitkörnern verursachen, der schwierig interpretierbar ist. Dabei können die Prozesse, die chemischen Zonarbau verursachen, von den Prozessen entkoppelt sein, die zu Alterszonarbau führen. Es ist auffällig, dass Alterszonierungen meist sehr viel einfacher strukturiert sind als chemische Zonierungen. Wahrscheinlich ändern sich innerhalb eines Ereignisses die Wachstumsbedingungen oft relativ schnell, z. B. während einer prograden Metamorphose. Die daraus resultierenden Altersunterschiede zwischen verschiedenen Wachstumszonen können dann mit der EMS-Methode nicht aufgelöst werden. Viele Prozesse erfassen außerdem nicht in gleichem Maße alle Körner einer Probe. Jedes Korn kann daher seine eigene Geschichte erleben, in Abhängigkeit von der Intensität seiner mineralogischen Position (Mikrodomäne, Einschlussphase), der Deformation (lokale Scherbahnen) und der Wechselwirkung mit Fluid- oder Schmelzphasen. Daher ist nicht verwunderlich, dass in einer Gesteinsprobe oft verschiedene Monazit-Typen und Alterspopulationen auftreten.

5.4 Interpretation der Monazitalter

Während in Metapeliten oft noch Zirkone reliktscher Herkunft auftreten und damit wertvolle Altersinformationen zur Provenance der Sedimente geben, ist Monazit in mittel- bis hochgradigen metamorphen Gesteinen als prograde Neubildung zu betrachten. In vielen Fällen wird ein Monazitkorn das Stadium der Metamorphose datieren, in welchem das Gestein unter statischen Bedingungen sein textuelles Gleichgewicht erreichte. Dieses Stadium entspricht in Granuliten wohl meist dem thermischen Peak der Metamorphose. Solange sich das Korngefüge neuen Bedingungen anpasst, muss damit gerechnet werden, dass statische oder dynamische Rekristallisation der Matrix auch die Monazitkörner zu strain-induzierter Rekristallisation veranlasst. Auch durch prograde Entwässerungsreaktionen freigesetzte Fluide können Bildungsalter durch fluid-induzierte Rekristallisation oder Leaching auslöschen. Nur wenn die Metamorphose UHT-Bedingungen erreicht, muss damit gerechnet werden, dass Monazitkörner durch Diffusion partiellen Pb-Verlust erfahren und ein vermutlich noch

peaknahes Stadium auf dem Abkühlpfad datieren. In den Fällen, in denen neben Korn-
domänen mit höheren Altern auch solche mit jüngeren Altern auftreten, sind hierfür
meist sekundäre Prozesse wie Rekristallisation und Fluid-Wechselwirkungen verant-
wortlich. Junge Domänen sind daher oft auf spätere Ereignisse wie Fluidinfiltration,
Deformation oder thermische Überprägung zurückzuführen. Diese sekundären Alter
sind sehr wertvoll, weil sie Aufschluss darüber geben, wann und in welchem Ausmaß
solche späten Ereignisse stattfanden. Sie liefern somit wichtige Informationen für die
Rekonstruktion der geologischen Evolution einer Region.

In komplex zonierten Körnern mit mehr als zwei nachweisbaren Alterspopulationen
ist das älteste Ereignis anhand alter, homogener Domänen oder gepanzerter Körner
datierbar. Auch die Datierung des jüngsten Ereignisses ist anhand bestimmter Korn-
domänen möglich. Statistisch ermittelte Populationen mittleren Alters sind indessen
erst dann geologisch signifikant, wenn sie durch textuelle oder chemische Merkmale
bestimmter Körnern oder Korndomänen verifizierbar und interpretierbar sind.

Teil II

Geologischer Abschnitt

Kapitel 6

Kurzer Abriss zur Geologie des Eastern Ghats Belt und seiner überregionalen Stellung

Der Eastern Ghats Belt repräsentiert die tiefen Teile eines granulitfaziellen, proterozoischen Orogens, das sich mit einer NE-SW-Ausdehnung von über 1000 km entlang der indischen Ostküste zwischen Bhubaneswar und Madras erstreckt. Seine NW-SO-Ausdehnung reicht von wenigen 10er km im südwestlichen Bereich bis etwa 300 km im zentral-nördlichen Bereich (Abb. 6.1). Begrenzt wird der EGB von archaischen Kratonen: Im Norden vom Shingbhum-Kraton, im NW vom Bastar- und im SW vom Dharwar-Kraton. Der EGB war einst Teil globaler Orogene in den Superkontinenten Rodinia und Gondwana und trennte darin die archaischen Kratongebiete der heutigen Indischen Halbinsel von dem Napier Komplex der heutigen Ost-Antarktis. Erst vor etwa 160 Ma brachen die Antarktis und Indien auseinander (Powell u. a., 1988). In der rezenten Literatur erfolgt die interne Gliederung des EGB meist nach Ramakrishnan u. a. (1998), die vier große lithologische Einheiten unterschieden. Sie liegen etwa parallel zueinander und folgen grob dem Verlauf der Grenze zu den Kratonen (Abb. 6.1). Die vier Einheiten sind:

- die Western Charnockite Zone (WCZ), die als westlichste Einheit an den Kraton grenzt und vom Godavari-Rift in einen nördlichen und einen südlichen Abschnitt getrennt wird. Neben Charnockiten sind Enderbite und Charnoenderbite die häufigsten Gesteine des südlichen Abschnitts, dazu treten granulitfazielle Metasedimente mit intrusiven Metabasiten und einzelnen diskordanten Pegmatiten. In ihrem nördlichen Abschnitt hat die WCZ einen deutlich basischeren Charakter, Enderbite und Cpx-führende basische Granulite sind hier die vorherrschenden Gesteine. Metasedimente und Granitoide Gesteine konnten nicht festgestellt werden (Dobmeier und Raith, 2003).

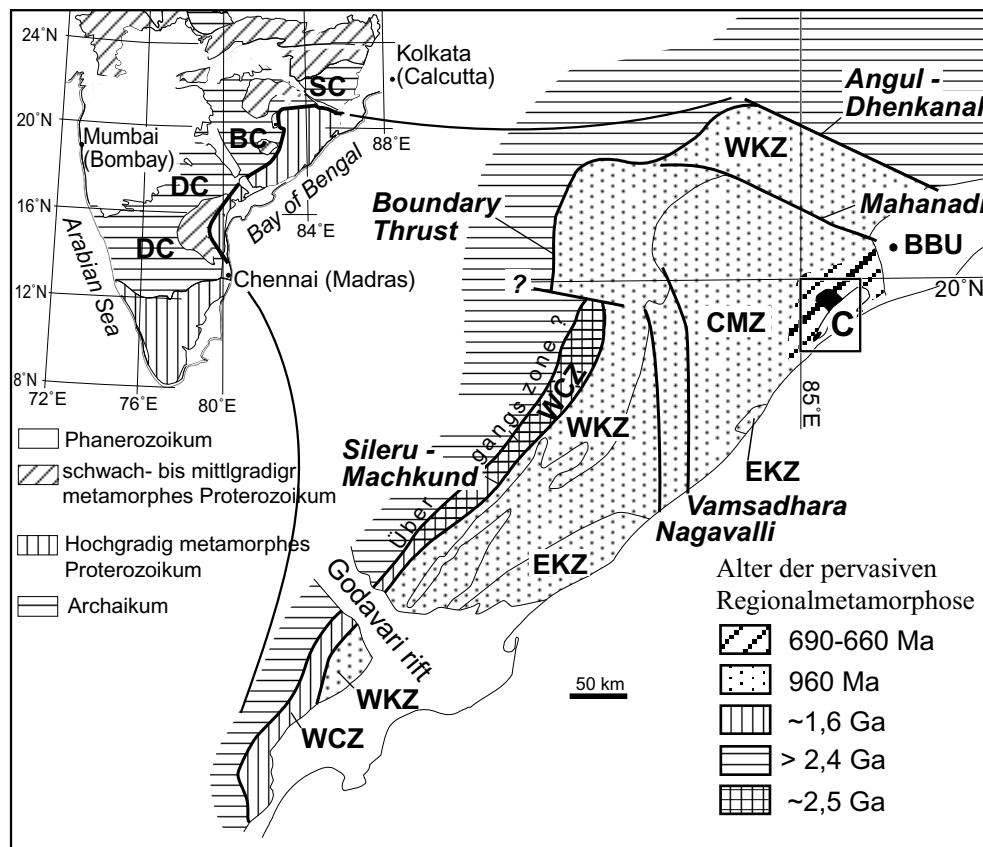


Abb. 6.1: Abgebildet sind die Position, die Begrenzung und die wichtigsten lithologischen Einheiten des Eastern Ghats Belt nach Ramakrishnan u. a. (1998). Die vermuteten Hauptscherzonen nach Ramakrishnan u. a. (1998); Chetty und Murthy (1998); Dobmeier und Simmat (2002) sind als fette Linien eingezeichnet. **Abkürzungen:** C: Chilka Lake Anorthosit-Komplex; BBU: Bhubaneswar; WCZ: Western Charnockite Zone; WKZ: Western Khondalite Zone; CMZ: Central Migmatite Zone; EKZ: Eastern Khondalite Zone; DC: Dharwar Craton; BC: Bastar Craton; SC: Singhbhum Kraton (nach Dobmeier und Simmat, 2002)

- die Westliche Khondalite Zone (WKZ), die hauptsächlich aus granulitfaziellen Metasedimenten der Paragenese Grt-Sil-Qz-Kf besteht. Diese Gesteine werden seit Walker (1902) als Khondalite bezeichnet. Darin eingelagert kommen auch Quarzite, Kalksilikatfelse und MgAl-Granulite vor. In diese suprakrustalen Gesteine intrudierten Enderbite, Charnockite und einige 'massif-type'-Anorthositkomplexe.
- die Zentrale Migmatit Zone (CMZ). Sie wird von intensiv migmatitisierten suprakrustalen Gesteinen gebildet, in die zahlreiche Charnockit- (=porphyrische Granitoide) und Enderbit-Plutone und der 'massife type' Anorthosit-Komplex des Chilka Lake intrudiert sind.

- Die Östliche Khondalit Zone (EKZ), die in ihrer lithologischen Zusammensetzung der WKZ gleicht.

Der Kontakt der WCZ zum Kraton erfolgt im Norden und Nordwesten entlang der Eastern Ghats Boundary Fold, die vermutlich eine diskrete Scherzone ist (Ramakrishnan u. a., 1998). Nach diesen Autoren erfolgt der Übergang zum Bastar- und Dharwar-Kraton im Bereich der WCZ jedoch entlang einer Übergangszone, die durch das Auftreten von Orthopyroxen-führenden Gesteinen in den Gneisen der Kratone gekennzeichnet ist (Abb. 6.1). Ob diese Übergangszone tatsächlich existiert, wird noch diskutiert (Dobmeier und Raith, 2003). Gestützt auf die Auswertung von Satellitenaufnahmen veröffentlichte Chetty (1995, 2001) ein alternatives Modell, in dem der Kontakt zum Kraton durch große Scherzonen und Überschiebungen gekennzeichnet ist. Der EGB selbst wird von Mega-Lineamenten durchzogen und stellt nach Auffassung des Autors ein aus verschiedenen Terranen komplex zusammengesetztes Gebilde dar. Durch den stetigen Zuwachs neuer Daten (geochronologische und strukturgeologische Daten) wird immer klarer, dass die einfache lithologische Einteilung nicht den tatsächlichen krustalen Aufbau des EGB beschreibt. Eine detaillierte und kritische Zusammenfassung bisher bekannter Daten und eine darauf basierende neue Konzeption der Krustenarchitektur des EGB geben Dobmeier und Raith (2003).

Sm-Nd Daten von Granitoiden und Metasedimenten haben gezeigt, dass der EGB aus verschiedenen krustalen Domänen zusammengesetzt ist, die sich durch ihre Krustenentwicklung unterscheiden. Rickers u. a. (2001a) unterscheiden auf der Grundlage von eigenen und publizierten Nd-Modellaltersdaten (T_{DM}) vier krustale Domänen, die sich nur teilweise mit der lithologischen Aufteilung nach Ramakrishnan u. a. (1998) decken. Der südlich des Godavari-Rifts gelegene Teil der WCZ ist durch Nd-Modellalter von 2.3 bis 2.5 Ga für Orthogneise und 2.6 bis 2.8 Ga für Metasedimente charakterisiert (Domäne 1). Die primitive Pb-Isotopie der Feldspäte zeigt, dass aufgearbeitetes spätarchaisches Material mit einem kleinen Anteil proterozoischen Materials gemischt wurde. In der WCZ nördlich des Godavari-Grabens liegen die Nd-Modellalter für Orthogneise dagegen bei 3.2 bis 3.9 Ga, also sehr viel höher (Domäne 4). Ein archaisches Alter dieser Domäne ist daher anzunehmen. Die dritte Domäne erstreckt sich über Teile der CMZ und der WKZ. In ihr liegen die Nd-Modellalter sehr einheitlich zwischen 1.8 und 2.2 Ga. Eine vierte Zone (Domäne 2), in der die Nd-Modellalter für Orthogneise zwischen 1.8 und 3.2 Ga variieren, trennt die isotopisch homogenen Domänen 1 und 3 in Form eines breiten Übergangsbereichs, der Teile der WKZ, der CMZ und der EKZ umfasst.

Über die magmatische Entwicklung des EGB liegen bereits einige gesicherte Daten vor, jedoch muss hier noch viel Arbeit geleistet werden. Die magmatischen Vorläufer der basischen und enderbitischen Granulite im nördlichen Teil der WCZ sind wahrscheinlich älter als 3 Ga. Darauf deuten archaische Pb-Isotopensignaturen von Feldspäten, archaische Nd-Modellalter zwischen 3.9 und 3.0 Ga sowie erste U-Pb Zirkon-

daten (Kovach u. a., 2001). Im südlichen Teil der WCZ ist das früheste magmatische Ereignis die Intrusion basischer Schmelzen in die suprakrustalen Einheiten der WCZ. Dieses Ereignis ist noch nicht datiert. Die magmatische Platznahme der heute als Enderbite und Charnockite vorliegenden Plutone fand vor 1.7 Ga statt (Kovach u. a., 2001). Während einer hochgradigen Metamorphose vor 1.6 Ga kam es zu partieller Anatexis in den suprakrustalen Einheiten unter Bildung diatexitischer Granulite mit leukogranitischen Leukosomen und zahlreichen leukogranitischen Gängen und Intrusionen. Pegmatitgänge durchschlagen den Verband. Darin enthaltene Allanite zeigen etwas diskordante U-Pb-Daten, ergeben aber reproduzierbare Pb-Pb-Alter von ca. 1598 Ma (Mezger und Cosca, 1999). Die U-Pb-Daten von Monazit aus diesem Pegmatit sind konkordant, jedoch ergaben drei verschiedene Körner drei verschiedene U-Pb-Alter (1512 ± 6 , 1632 ± 3 und 1672 ± 4 Ma). Mezger und Cosca (1999) vermuten aufeinanderfolgende thermische Überprägungen, die lokale Rekristallisation des Monazits verursachten. Im Übergangsbereich zum Dharwar-Kraton treten eine Reihe von Alkali-Intrusionen auf, für die Rb-Sr-Alter von 1369 ± 28 Ma (Purimetla), 1348 ± 41 Ma (Uppalapadu) und 1242 ± 33 Ma (Elchuru) ermittelt wurden (siehe Sarkar und Paul, 1998). Übereinstimmend veröffentlichten Mezger und Cosca (1999) U-Pb Allanit-Alter von ca. 1350 Ma aus einem syenitischen Pegmatit. Spätere magmatische Ereignisse sind bisher nicht beschrieben worden. Für den übrigen Bereichen des EGB existieren Altersdaten für magmatische Ereignisse hauptsächlich für granulitfazielle porphyrische S-Typ Granite, die in der CMZ ausgedehnte Plutone bilden. Sie intrudierten nach der Grenvillian-Metamorphose, etwa vor 940 Ma (Paul u. a., 1990; Kovach u. a., 1997; Krause, 1998). Die großen 'massif-type' Anorthosit-Komplexe nahmen zu unterschiedlichen Zeiten Platz. Während Zirkone aus ferrodioritischen, kogenetischen Randgesteinen des Bolangir-Massivs ein diskordantes U-Pb Alter von 933 ± 32 Ma ergeben (oberer Schnittpunkt der Diskordia; unterer Schnittpunkt: 515 ± 20 Ma), ergeben konkordante U-Pb Zirkon-Daten aus vergleichbaren Gesteinen des Chilka Lake Komplexes ein Alter von 790 ± 2 Ma (Krause u. a., 2001). Spätere magmatische Ereignisse beschränken sich auf die Bildung von Leukosomen vor 690–662 Ma, (Dobmeier und Simmat, 2002) und die Intrusion von Pegmatiten vor ca. 520 Ma, beschrieben von Kovach u. a. (1997); Mezger und Cosca (1999) und in dieser Arbeit.

Die metamorphe Überprägung des EGB ist komplex und polyphas. Zu Beginn dieser Arbeit wurde noch vielfach ein archaisches Alter der granulitfaziellen Metamorphose angenommen, (vergl. Sarkar und Paul, 1998). Jedoch weisen lediglich diskordante U-Pb-Zirkonalter aus dem nördlichen Bereich der WCZ auf eine granulitfazielle Metamorphose vor etwa 2.5 Ga (Kovach u. a., 2001). Die WCZ südlich des Godavari-Rifts hingegen erlebte eine durchgreifende granulitfazielle Überprägung mit partieller Anatexis in den Metasedimenten vor 1.6 Ga (Simmat und Raith, 1998; Mezger und Cosca, 1999; Kovach u. a., 2001).

Auf die Existenz einer älteren hochgradigen Metamorphose weist die Beobachtung hin, dass die Charnockite und Enderbite im südlichen Teil der WCZ vor 1.7 Ga (Kovach

u. a., 2001) in bereits granulitfazielle Metasedimente intrudierten. Das Alter dieser frühen Metamorphose ist jedoch noch nicht radiometrisch ermittelt.

Einen Hinweis auf eine höchstens amphibolitfazielle Überprägung vor 1.1 Ga geben Hornblende ArAr-Alter (Mezger und Cosca, 1999). Außerhalb der WCZ wurden bisher überwiegend Grenvillian Mineral-Alter zwischen 1.1 Ga und 0.9 Ga festgestellt (Grew und Manton, 1986; Aftalion u. a., 1988; Simmat und Raith, 1998; Mezger und Cosca, 1999; Jarick, 2000; Dobmeier und Simmat, 2002), wobei 960 Ma mit größter Regelmäßigkeit auftritt und als das Alter regionaler granulitfazieller Metamorphose interpretiert wird. Das Alter einer vorhergehenden UHT-Metamorphose, die durch einige Vorkommen Sapphirin-führender MgAl-Granulite belegt ist, konnte bisher noch nicht mit letzter Sicherheit bestimmt werden. Nach Jarick (2000) fand sie bereits vor 1.1 Ga statt. EMS-Monazit-Alter aus verschiedenen Proben der Chilka Lake Region (Daten aus dieser Arbeit) zeigen, dass in diesem Bereich des EGB eine transpressive Deformation, begleitet von granulitfazieller Metamorphose, im Zeitraum zwischen 690–662 Ma stattfand (Dobmeier und Simmat, 2002). In weiten Bereichen des EGB, jedoch nicht in der WCZ, geben diskordante U-Pb-Titanit-Alter sowie ArAr-Hornblende-Alter (Mezger und Cosca, 1999) einen deutlichen Hinweis auf eine pan-afrikanische thermische Überprägung.

Kapitel 7

Ergebnisse: Darstellung der Altersdaten

In diesem Kapitel werden die Altersdaten der insgesamt 55 datierten Proben präsentiert. Um die Orientierung zu erleichtern, werden die Proben in regionale Gruppen zusammengefasst und in eigenen Unterkapiteln dargestellt, die jeweils von einer Tabelle mit den Ergebnissen eingeleitet werden.

Für die meisten Proben sind die Einzelalter in den abgebildeten BSE-Bildern eingezeichnet. Aus technischen Gründen konnten in den ersten Monaten keine BSE-Bilder aufgenommen werden, daher fehlen sie für einige Proben aus der WCZ und Anakapalle. Zur graphischen Darstellung der Einzelalter werden die gewichteten Histogramme Montel u. a. (1996) verwendet. Sie werden durch die CHIME-Diagramme (Suzuki und Adachi, 1991) ergänzt, die Auskunft über die Variabilität der $\text{PbO}/\text{ThO}_2^*$ -Verhältnisse geben. Die Bestimmung der Alterspopulationen erfolgte statistisch nach Montel u. a. (1996) (Kapitel 3). Die so berechneten Alterspopulationen sind ebenfalls in den gewichteten-Histogramm-Darstellungen dargestellt. Um die statistischen Alterspopulationen zu verifizieren, wurden textuelle Besonderheiten und chemischer Zonarbau der untersuchten Körner berücksichtigt und gegebenenfalls durch Abbildungen belegt. Sie wurden in der Diskussion berücksichtigt.

Die Tabellen mit den gemessenen Th, U und Pb-Gehalten sowie den Einzelaltern befinden sich im Anhang. Die kompletten Analysen mit den SEE-Gehalten sind beim Autor erhältlich.

7.1 Proben aus der WCZ

Tab. 7.1: EMS-Alter der WCZ im Überblick

Probe	Gestein	Region	Ele.	K.	n ges.	Population(en)	n
KR 1-1	Leptynit	Konduru	3		22	1589±22 (1414)	21 1
neu			17	3	19	1548±21 (1465)	18 1
KR 1-3	Charnoenderbit	Konduru	4		70	t ₁ =1564±17 t ₂ =1423±24	50 20
KR 2-3	Leptynit	N.Vijaya.	3	9	24	1602±27 (1440)	23 1
neu			17	2	21	1643±29	21
KR 3-1	Charnockit	N.Vijaya.	3	6	27	t ₁ =1645±42 t ₂ =575±42 (1466–813)	13 10 4
neu			17	7	35	t ₁ =1569±40 t ₂ =513±44 (1271–704)	16 9 10
KR 10-2	rest. Metapelit	Guntur	3	9	13	t ₁ =1588±49 t ₂ =1395±62 (1120)	8 4 1
KR 10-4	lept. Leukosom.	Guntur	3	9	20	t ₁ =1573±31 (1426–713)	11 9
neu			17		17	t ₁ =1647±52 t ₂ =1453±33 (1209, 796)	5 10 2
KR 11-2	Charnockit	Guntur	3	7	22	t ₁ =1605±27 t ₂ =1364±58 (1099, 934)	16 4 2
neu			17		6	t=1611±50	6
KR 12-5	Leptynit	Guntur	3	8	21	t=1579±22	21
KR 13-2	Leptynit	Edlapadu	3	7	18	t=1572±24 (1440)	17 1
KR 51-5	Metapelit	Edlapadu	17		52	t ₁ =1588±22 t ₂ =1451±25	31 18

Tab. 7.1: Fortsetzung

Probe	Gestein	Region	Ele.	K.	n ges.	Population(en)	n
						(1816, 1253, 880)	3
KR 50-8	Charnoenderbit	Edlapadu	3	6	25	$t_1 = 1555 \pm 22$	17
						$t_2 = 1417 \pm 41$	8
neu			17		9	$t_1 = 1618 \pm 39$	5
						$t_2 = 1448 \pm 61$	4
KR 22-7	Leptynit	Edlapadu	3	5	19	$t = 1573 \pm 24$	19
KR 21-2	Metapelit	Ongole	3	7	18	$t_1 = 1602 \pm 38$	13
						$t_2 = 1452 \pm 59$	5
KR 21-9b	Metapelit	Ongole	3	5	14	$t = 1613 \pm 48$	14
neu			17		5	$t = 1603 \pm 81$	5

7.1.1 Region nördlich Vijayawada

Die Proben KR 1-1 (Leptynit) und KR 1-3 (Charnoenderbit) stammen von der Lokalität Konduru. Die Aufschluss-Lithologie wird von diatexitischen Metasedimenten dominiert, die einen intensiv polyphas deformierten Komplex aus Grt-Crn-Spl-führenden restitischen Lagen und Linsen mit leptynitischen Leukosomen bilden. Darin enthalten sind frühe, boudinierte basische Gänge mit randlichen Black Walls. Späte Pegmatite durchschlagen diskordant den regionalen Verband, sind aber auch deformiert (Mezger und Cosca, 1999). Charnokit- und Enderbit-Intrusionen mit basischen Xenolithen kommen ebenfalls in den diatexitischen Gneisen vor.

KR 1-1, Leptynit (Konduru). Der Leptynit KR 1-1 besteht im wesentlichen aus Quarz, Perthit, Plagioklas und Granat. Das Gefüge ist deformiert, d. h. die felsischen Minerale sind undulös auslöschend oder gefeldert und randlich zu Kleinkörnern rekristallisiert. Diese (letzte) Deformation fand offenkundlich bei deutlich niedrigeren als den Peaktemperaturen statt. Abgesehen von sporadisch auftretendem sekundären Biotit (Palisaden auf Granat) gibt es keine Hinweise auf eine Fluidinfiltration.

Die Altersdaten und Diagramme dieser Probe sind bereits im Abschnitt 4.6.2 auf dargestellt worden. Die Auswertung ergab Populationsalter von 1589 ± 22 Ma (alte Serie, 3-Elemente-Programm) bzw. 1548 ± 21 Ma (neue Serie, 17-Elemente-Programm).

Innerhalb der neueren Serie sind einige Einzelalter zwischen 1450 und 1500 Ma relativ jung. Es gibt jedoch weder eine systematische Alterszonierung noch zeichnen sich die jüngeren Alter durch bestimmte chemische Charakteristika aus. Es gibt daher keine schlüssigen Hinweise, dass die texturale Überprägung oder die schwache Fluid-Infiltration partiellen Pb-Verlust durch Rekristallisation oder Mobilisation in

den Monazitkörnern ausgelöst haben könnte, obwohl die breite Streuung der jüngeren Einzelalter auf einen späteren Pb-Verlust hinweist.

KR 1-3, Charnoenderbit (Konduru). Die Charnoenderbit-Probe KR 1-3 wurde von Dr. Viktor Kovach (St. Petersburg) an der Mikrosonde in Bonn datiert. BSE-Bilder liegen nicht vor und außer U, Th und Pb auch keine chemischen Daten. Es wurden zahlreiche Körner mit jeweils wenigen Messpunkten in einem Kornseparat gemessen. Im Dünnschliff zeigt sich, dass in der felsischen Matrix sehr große Monazitkörner auftreten. Sie sind wahrscheinlich Hauptbestandteil des Separats. Im Granat eingeschlossene kleine Körner konnten vermutlich nicht in das Separat gelangen. Außerdem wurden von V. Kovach U-Pb-Alter an Monazit derselben Probe bestimmt.

Die EMS-Einzelalter liegen zwischen 1803 ± 125 und 1283 ± 110 Ma wobei die Auswertung nach Montel zwei Alterspopulationen von 1564 ± 17 ($n=50$, MSWD=0.80) und 1423 ± 24 Ma ($n=20$, MSWD=1.10) ergibt (Abb. 7.3). Eine spätere Überprägung ist also statistisch signifikant.

Das Korngefüge dieser Probe ist auf sehr ähnliche Art und Weise deformiert wie das der Probe KR 1-1. Die Ursache des Pb-Verlustes könnte daher ebenfalls eine lokale Rekristallisation während dieser späten Deformation sein. Allerdings gibt es in KR 1-3 wesentlich mehr Biotit, der teilweise sekundär ist. Orthopyroxen ist hydratisiert. Offenkundlich erlebte KR 1-3 eine intensivere Fluid-Infiltration als KR 1-1, was alternativ oder zusätzlich zur Deformation die zweite Alterspopulation verursacht haben könnte.

Die U-Pb-Alter von Monazit aus dieser Probe sind diskordant: Das $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter ist mit 1538.8 ± 2.6 Ma jünger als das $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Alter von 1557.9 ± 2.7 Ma. Das $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter liegt mit 1584.0 ± 0.8 Ma noch darüber und ist damit etwas jünger als die konkordanten U-Pb-Alter des Leptynits KR 1-1 (1597 ± 4 Ma) von der gleichen Lokalität sowie des Charnockits KR 3-1 (1591 ± 4 Ma).

Es erscheint plausibel, dass das durch die zweite Alterspopulation angezeigte Ereignis vor etwa 1420 Ma auch die Diskordanz der U-Pb-Alter verursacht hat.

KR 3-1, Charnockit. Die Lokalität liegt etwa 5 km SSW von Kambhampuda. Hier treten Enderbite und Charnockite zusammen mit voluminösen basischen Granuliten auf. Auch diese Probe ist deformiert, zeigt jedoch im Gegensatz zu den Proben aus Konduru ein besser getempertes Korngefüge. Orthopyroxen ist teilweise in sekundären Biotit umgewandelt und opake Phasen besitzen z. T. eine olivgrüne Korona aus fein kristallisiertem Chlorit oder Amphibol. Monazit bildet meist große Körner in der Matrix und koexistiert mit Xenotim, der sowohl isolierte große Körner als auch kleine, körnige Anlagerungen an Monazit bildet.

Die EMS-Alter sind im Abschnitt 3.1 beschrieben worden. Die Monazitkörner sind meist alterszoniert, wobei die Innenbereiche mittelproterozoisch sind (1569 ± 40 Ma) und die Ränder panafrikanisch (513 ± 44 Ma), Abb. 4.3. Dies sind die einzigen panafri-

kanischen Alter, die in der WCZ festgestellt wurden. Die BSE-Bilder sind in Abb.7.2 dargestellt. Der Übergang zwischen beiden Altersdomänen erfolgt sprunghaft und oft scharf, dass nur eine Analyse mit mittlerem EMS-Alter zwischen alten und jungen Domänen liegt (Abb.7.2 und 4.8f). Der Übergang ist daher kein Diffusionsprofil, sondern muss eine Anwachs- oder Rekristallisationsgrenze sein. Pb-Diffusion kann höchstens im Bereich weniger μm zur Bildung der mittleren Einzelalter geführt haben.

Chemisch zeichnen sich die Monazite durch ungewöhnlich hohe Gehalte an Xenotim-Komponente aus. Die relativ jungen Ränder unterscheiden sich jedoch von den älteren Domänen. Am markantesten fallen die niedrigeren Y-Gehalte in den jüngeren Domänen auf (Abb. 7.1). Insgesamt sind die $(\text{Y}+\text{SSEE})/(\text{LSEE})$ -Verhältnisse in den jungen Rändern niedriger als in den alten Kernen. Die Einzelalter zwischen 800 und 1400 Ma zeigen die gleichen chemischen Charakteristika wie die jungen Anwachs- oder Rekristallisationsränder.

Die Beobachtungen im Dünnschliff (Anwesenheit sekundärer Hydratphasen) belegen eine Fluid-Infiltration. Die jungen Ränder entstanden daher wahrscheinlich durch fluid-induzierte Rekristallisation oder Lösung-Fällung bei gleichzeitiger Reäquilibration der Y+SSEE-Komponente im System Monazit-Xenotim. Kleine Xenotim-Körnchen an den Monazitkörnern 1b und 3 (Abb.7.2) enthalten die aus dem Monazit entfernte Xenotim-Komponente.

Die Population von 1569 ± 40 Ma datiert sehr wahrscheinlich das Hochtemperatur-Gleichgewicht zwischen Monazit und Xenotim, wohingegen die Kornrand-Population von 513 ± 44 Ma eine lokale, fluidinduzierte Reäquilibration an niedrigere Temperaturen zu einem panafrikanischen Zeitpunkt datiert.

KR 2-3, Leptynit. Die Probe stammt von einer Lokalität ca. 50 km nördlich von Vijayawada, etwa 10 km ESE Kambhampuda. Hier stehen metasedimentäre Granulite an (Marmore und Kalksilikate mit quarzitischen Lagen), die von leptynitischen Gängen begleitet werden. Der Mineralbestand der Leptynit-Probe KR 2-3 ist dem des Leptynits KR 1-1 sehr ähnlich, vom Grad der Deformation her (Korngefüge) ähnelt sie eher der Probe KR 3-1, enthält also etwas besser getemperte Kleinkornpflaster und zeigt weniger intensiv undulöse Auslöschung. Der Granat wird lokal von sekundärem Biotit begleitet. Mesoperthitischer Feldspat ist oft alteriert und enthält zahlreiche Karbonat-Einschlüsse. Die meisten Monazitkörner sind in Granat eingeschlossen.

Einige der untersuchten Monazitkörner sind in Abb. 7.2 dargestellt. Sie wurden zunächst ohne Yttrium-Korrektur datiert (grüne Summenkurve in Abb. 7.3,) und später noch einmal mit Y (schwarze Summenkurve). Für beide Datensätze ergibt sich jeweils nur eine Alterspopulation. Obwohl die Y-Korrektur des Alters hier immerhin im Durchschnitt -32 Ma ausmacht, ist das Populationsalter der neu gemessenen Punkte mit 1643 ± 29 Ma ($n=21$, MSWD=0.57) um 41 Ma älter als das der früheren Messungen mit 1602 ± 27 Ma ($n=23$, MSWD=0.98).

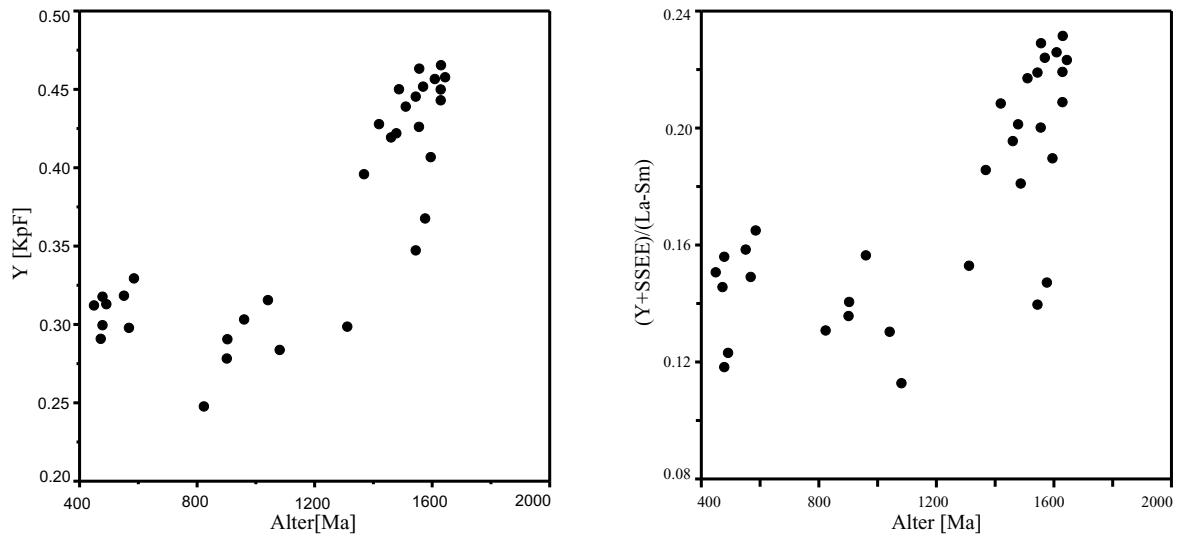


Abb. 7.1: Die jüngeren Domänen in KR 3-1 unterscheiden sich chemisch durch ihren deutlich niedrigeren Y-Gehalt von den älteren Domänen. Auch das $(Y+SSEE)/(LSEE)$ -Verhältnis der 1569 Ma-Population spiegelt den höheren Gehalt an Xenotim-Komponente in den alten Kornbereichen wider, wobei offensichtlich drei der älteren Einzelalter ohne Pb-Verlust reäquilibrierten.

7.1.2 Region Guntur

Die Lithologie der Guntur-Region besteht im wesentlichen aus metapelitische Diatexiten, Charnockiten und Enderbiten. Die Diatexite bilden einen mehrfach deformierten, aus restitischen Lagen und leptynitischen Leukosomen bestehenden Komplex. Sie waren bereits granulitfaziell, als sie von felsischen Magmen (Charnoenderbiten) intrudiert wurden. Im Kontaktbereich fand eine deutliche Kornvergrößerung in den Metapeliten statt.

KR 10-2, restitischer Metapelit. Die Probe stammt aus Nallapadu, etwa 8 km westlich von Guntur. Sie ist ein typischer Vertreter der MgAl-betonen Restite. Monazit ist zum Teil in Granat eingeschlossen, tritt aber auch in feinkörnigen Fibrolith-Biotit-Granat-Domänen auf.

Diese Probe war eine der ersten, die datiert wurde. Daher gibt es keine SEE-Daten und BSE-Bilder. Die gemessenen Einzelalter der Monazite liegen zwischen 1651 und 1120 Ma, wobei das 1120 Ma Datum eine Ausnahme bildet. Die Auswertung nach Montel u. a. (1996) ergibt zwei Populationen bei 1588 ± 49 Ma ($n=8$, MSWD=0.36) und 1395 ± 62 Ma ($n=4$, MSWD=0.47) (Abb. 7.4). Mit nur 4 Messpunkten ist das jüngere Populationsalter sehr unsicher. Die Einzelalter sind jedoch signifikant jünger als die

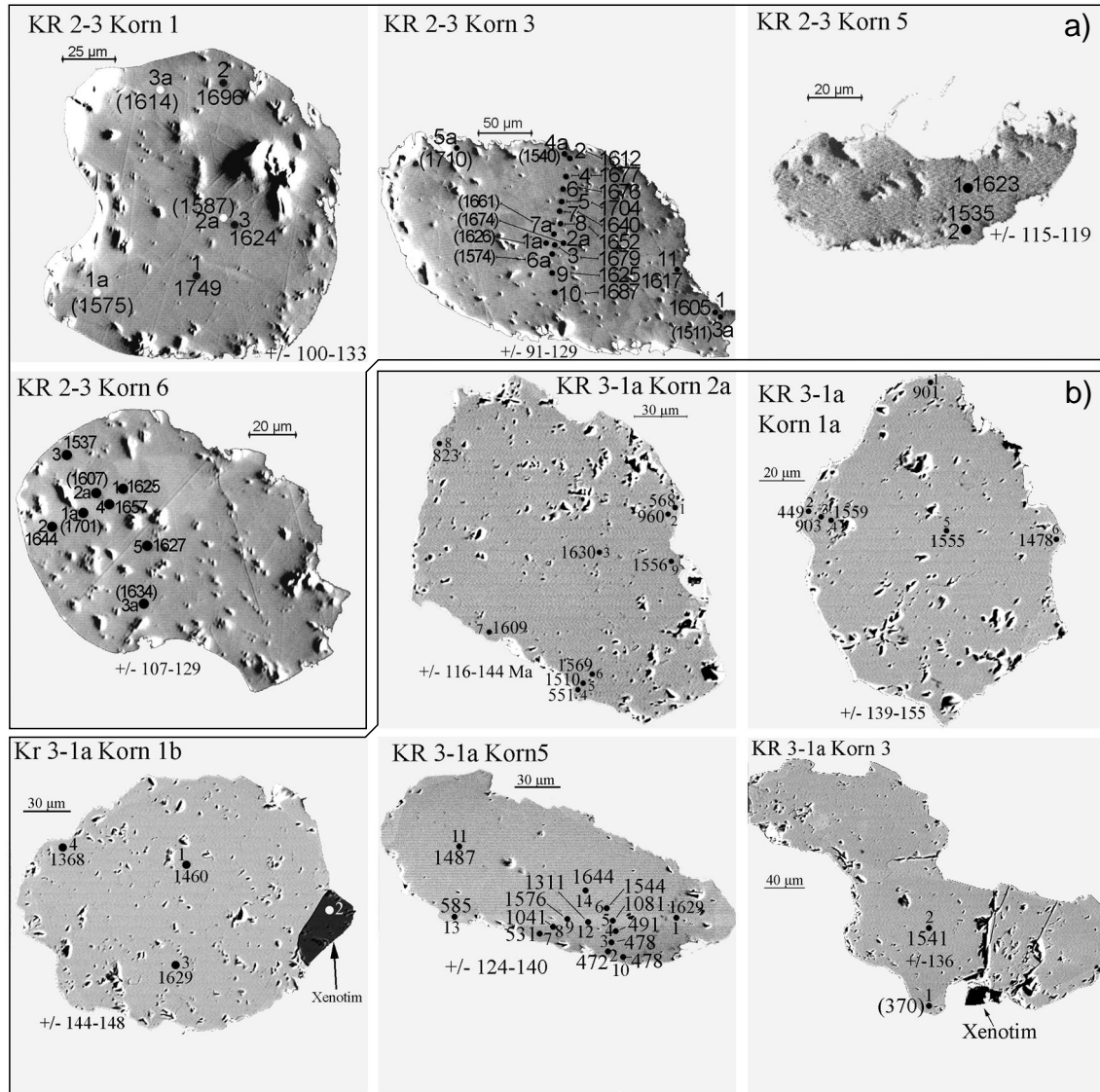


Abb. 7.2: a) Die BSE-Bilder von Monazit der Probe KR 2-3. Die früheren, ohne Y-Korrektur gemessenen Punkte sind mit a-Nummern gekennzeichnet und die zugehörigen Alter in Klammern gesetzt. Bei den früheren Messungen wurden noch weitere Körner gemessen, von denen es keine BSE-Bilder gibt. b) Die BSE-Bilder von Monazit der Probe KR 3-1. Die Körner zeigen randliche Domänen kambrischen Alters und gelegentlich feinkörnige Xenotim-Anlagerungen (siehe auch Abb. 4.8e u.f).

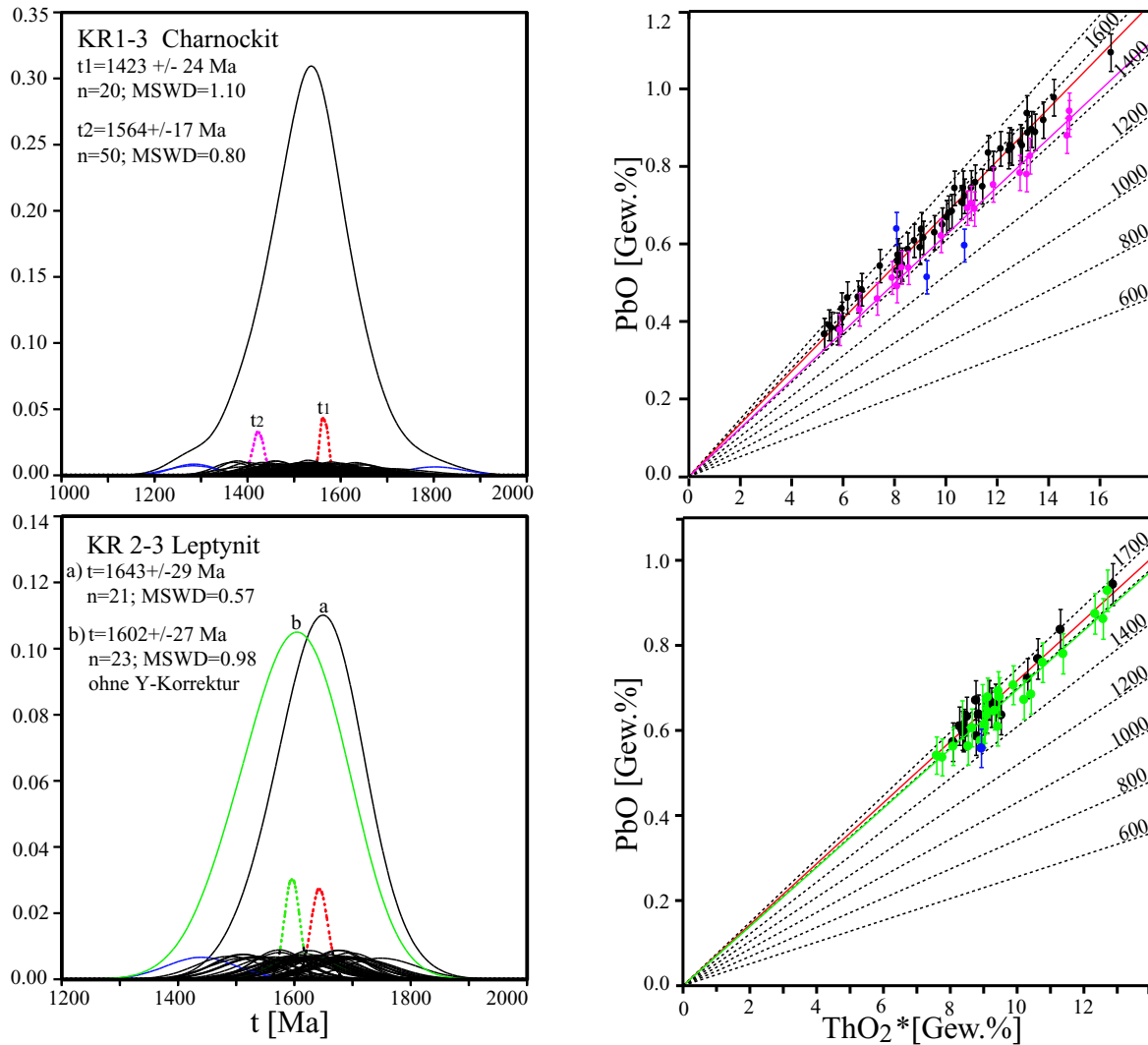


Abb. 7.3: Aus der breiten Streuung der Einzelalter der Charnoenderbit-Probe KR 1-3 ergeben sich nach Montel u. a. (1996) zwei Alterspopulationen. Leptynit KR 2-3: a) Grün dargestellt sind die alten Daten ohne Y-Korrektur; b) schwarz dargestellt: neue Daten mit Y-Korrektur.

1600er-Einzelalter und stimmen mit den in anderen Proben der WCZ auftretenden Alter von 1400–1450 Ma überein.

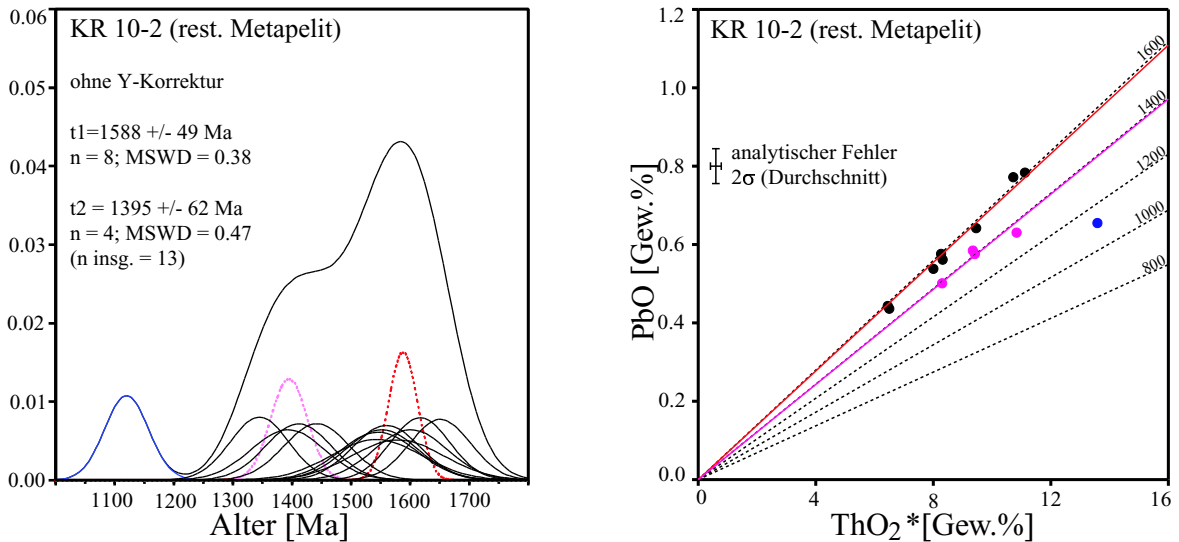


Abb. 7.4: Darstellung der Einzelalter der Probe KR 10-2. Diese Probe zeigt neben dem 1600er Ereignis eine Beeinflussung vor ca. 1400 Ma, außerdem ein noch jüngerer Einzelalter als Ausreißer.

KR 10-4, leptynitischer Leukosom. Die Probe KR 10-4 stammt von der gleichen Lokalität wie KR 10-2 und wurde einem Leukosom entnommen. Neben den Hauptmineralen Kalifeldspat, Quarz und Antiperthit treten als mafische Phasen nur Granat und Biotit auf, dieser ist z. T. sekundär. Weder im Handstück noch im Dünnschliff treten xenolithische Lagen oder Phasen aus dem restitischen Metapelite auf, die auf eine direkte genetische Beziehung zu diesem schließen ließen. Das Gestein wurde deformiert, begleitet von Rekristallisation und Bildung von Kleinkörnern an den Korngrenzen der felsischen Minerale. Granatkörner sind gelegentlich spröde zerbrochen. Die Probe erfuhr außerdem eine Fluidinfiltration. Besonders in stärker deformierter Domänen enthalten die Antiperthite zahlreiche Karbonat-Einschlüsse und werden oft von sekundärem Biotit begleitet.

Monazit dieser Probe wurde ebenfalls zweimal analysiert, 20 Punkte ohne Y-Korrektur und 17 Punkte mit dem 17-Elemente-Programm. Besonders die Einzelalter der erste Serie streuen extrem im jüngeren Abschnitt der Summenkurve (Abb. 7.6), während der Peak zur älteren Seite steil abfällt. Wegen der Inhomogenität der jüngeren Alter wurde nur eine Population für den Bereich >1400 Ma berechnet, die 1573 ± 31 Ma ergibt ($n=11$). Ein ähnliches Bild ergibt sich für die neueren Messungen. Die Vertei-

lung der Einzelalter ist im Prinzip die gleiche, jedoch wurden 2 Körner besonders intensiv untersucht, die jüngere Einzelalter ergaben. Aus den neuen Messungen ergeben sich zwei Populationen mit Altern von 1647 ± 52 Ma ($n=5$) und 1453 ± 33 Ma ($n=10$). Besonders interessant sind zwei Monazitkörner, die zusammen mit einem Granatkorn

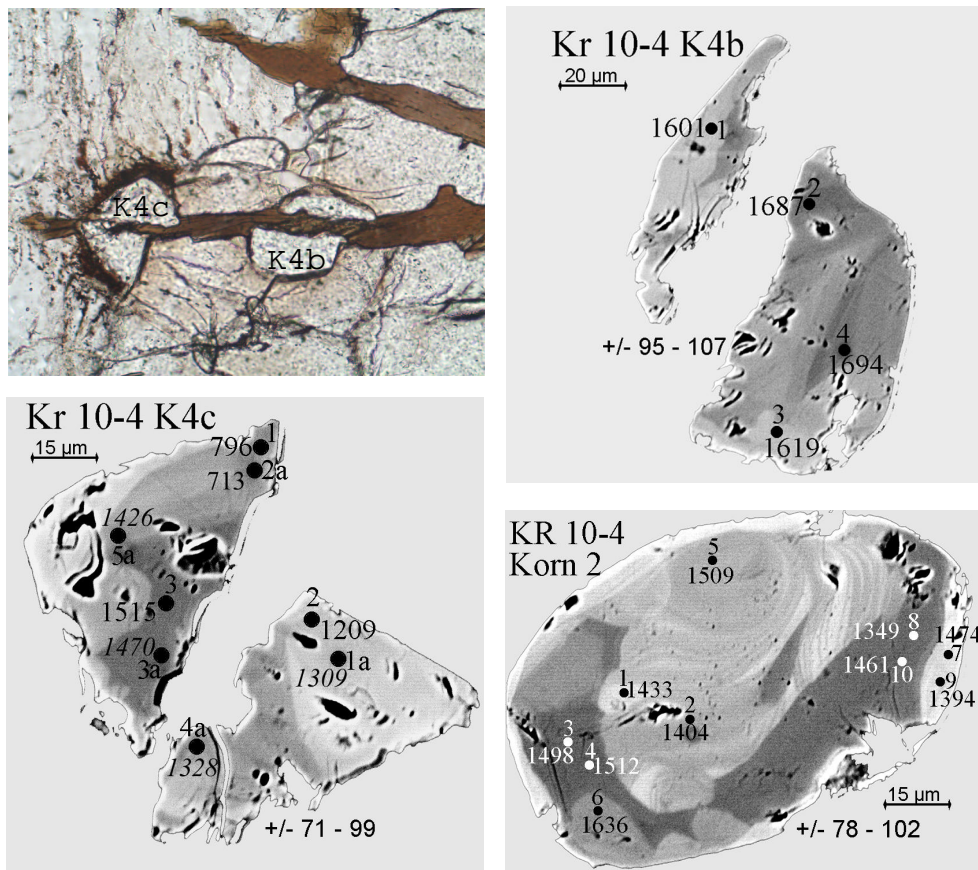


Abb. 7.5: Gleichzeitig mit Granat spröde zerbrochener Monazit in KR10-4. Durchlicht- und BSE-Abbildung der Körner 4b und 4c. Die in der Matrix liegenden Körner K4c und K2 gehören zu den wenigen Körnern der WCZ, die fast über ihr gesamtes Volumen deutlich jüngere Alter ergeben als ~ 1600 Ma.

spröde zerschert wurden, wobei sich im Bruchspalt Biotit gebildet hat (Abb. 7.5). Auf dem im Granat eingeschlossenen Korn 4b wurden nur Einzelalter festgestellt, die zur älteren Population gehören. Korn 4c liegt auf dem Außenrand des zerbrochenen Granats und enthält ausschließlich jüngere und stark streuende Einzelalter zwischen 1515 und 702 Ma. Die Deformation scheint also nicht mit der Rückstellung im Zusammenhang zu stehen, sonst hätten beide zerbrochene Monazitkörner zurückgestellt werden müssen. Das bedeutet, dass die Körner erst nach etwa 1453 Ma zerbrachen. Die Füllung

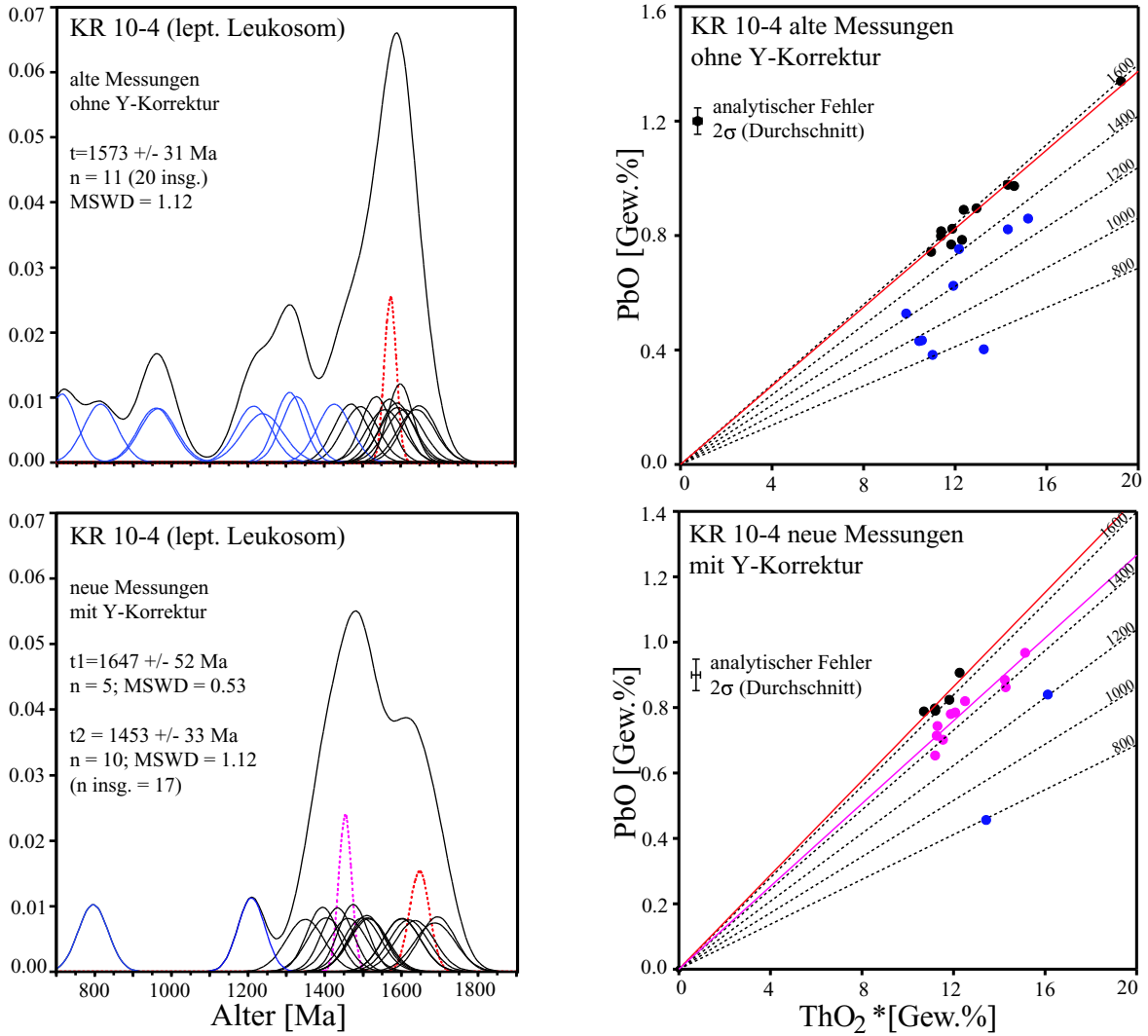


Abb. 7.6: Die Unterschiede zwischen alten und neuen Messungen zeigen deutlich, wie unterschiedlich das Ergebnis für eine Probe ausfallen kann, wenn in verschiedenen Domänen unterschiedlich viele Punkte gemessen wurden. Unabhängig davon zeigt diese Probe deutlich eine Überprägung nach dem 1620–1550 Ma-Ereignis.

des Spalts mit Biotit zeigt aber an, dass während oder nach der Deformation noch recht hohe Temperaturen geherrscht haben, was jedoch offensichtlich keine Auswirkungen auf den Monazit hatte. Alternativ besteht die Möglichkeit, dass aus unbekanntem Gründen nur eines der beiden Monazitkörner durch die Deformation rekristallisierte. Dann könnte die Deformation vor etwa 1453 Ma stattgefunden haben oder sogar noch früher. Möglicherweise hatte sie gar keinen Einfluss auf die Rekristallisation von Korn 4c. Ein weiteres Korn aus der Matrix (Abb. 7.5, Korn 2) deutet nämlich durch seine buchtig in das Korninnere reichenden, Th-reichen Domänen auf eine hydrothermale Alteration (Poitrasson u. a., 1996). Dieses Korn lieferte zusammen mit Korn 4c die Einzelalter, die die Population von 1453 ± 33 Ma ergeben. Es datiert möglicherweise eine frühere Phase von Fluidinfiltration, deren Populationsalter in Übereinstimmung mit anderen sekundären 1400–1450er Altern der WCZ ist.

KR 11-2, Charnockit. Auch das Korngefüge dieser Charnockit-Probe wurde durch eine Deformation relativ kühl überprägt, ohne dass es später äquilibrieren konnte. Eine späte Fluidinfiltration fand ebenfalls statt, denn Granat wird von sekundärem Biotit begleitet und Orthopyroxen ist stellenweise sogar fast vollständig hydratisiert. Der Biotit wiederum ist teilweise chloritisiert. Es wurden 22 Punkte auf 8 Körnern gemessen.

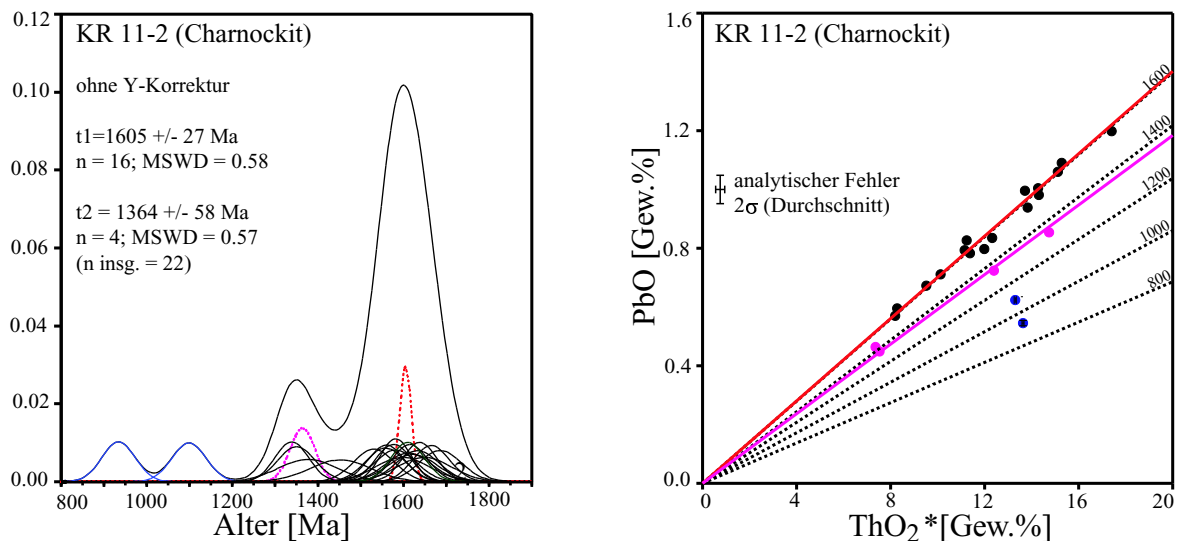


Abb. 7.7: Die Systematik der Einzelalter und der Verlauf der Summenkurve im Gewichteten Histogramm gibt das gleiche Ergebnis wie bei der Probe KR 10-4: Ein Hauptereignis vor ca. 1600 Ma, gefolgt von einer Überprägung vor ca. 1400 Ma und offenbar gefolgt von einem weiteren Ereignis, dass sich auf der Basis von nur zwei Einzelaltern nicht genauer definieren lässt.

BSE-Abbildungen und SEE-Daten gibt es nicht. Genau wie in der Probe KR 10-4 ist die

Streuung der jungen Einzelalter viel breiter als die der älteren (Abb. 7.7). Die Einzelalter von 7 Körnern ergeben eine Population von 1605 ± 27 Ma ($n=16$, $MSWD=0.58$). Nur in einem Korn wurden keine 1600er-Alter festgestellt. Hauptsächlich dieses Korn verursacht die breite Streuung der jüngeren Einzelalter in Abb. 7.7. Es ergibt sich eine zweite Population bei 1364 ± 58 Ma ($n=4$, $MSWD=0.57$), die aber mit nur vier Einzelaltern nicht gut belegt ist. Zwei ausgesonderte Einzelalter (1100 und 940 Ma) könnten mit der schwach ausgeprägten Chloritisierung im Zusammenhang stehen. Da im wesentlichen nur ein Korn betroffen ist, scheidet thermische Pb-Volumendiffusion aus, nur ein Korn scheint rekristallisiert zu sein. Kontrollmessungen mit dem 17-Elemente-Programm ergaben nur eine Population von 1611 ± 50 Ma ($n=6$).

KR 12-5, Leptynit Der Monazit tritt häufig zusammen mit Granat auf, oft in diesem eingeschlossen. Körner in der Matrix sind von gestrecktem Habitus. Feldspat-Kleinkornpflaster, undulös auslöschender und gefelderter Quarz bilden das gleiche Ungleichgewichts-Gefüge wie in KR 11-2. Im Gegensatz zum Charnockit KR 11-2 gibt es bis auf eine leichte Plagioklas-Alteration keine Anzeichen einer Fluid-Wechselwirkung. Granat wird nie von sekundärem Biotit begleitet. Die Einzelalter streuen zwi-

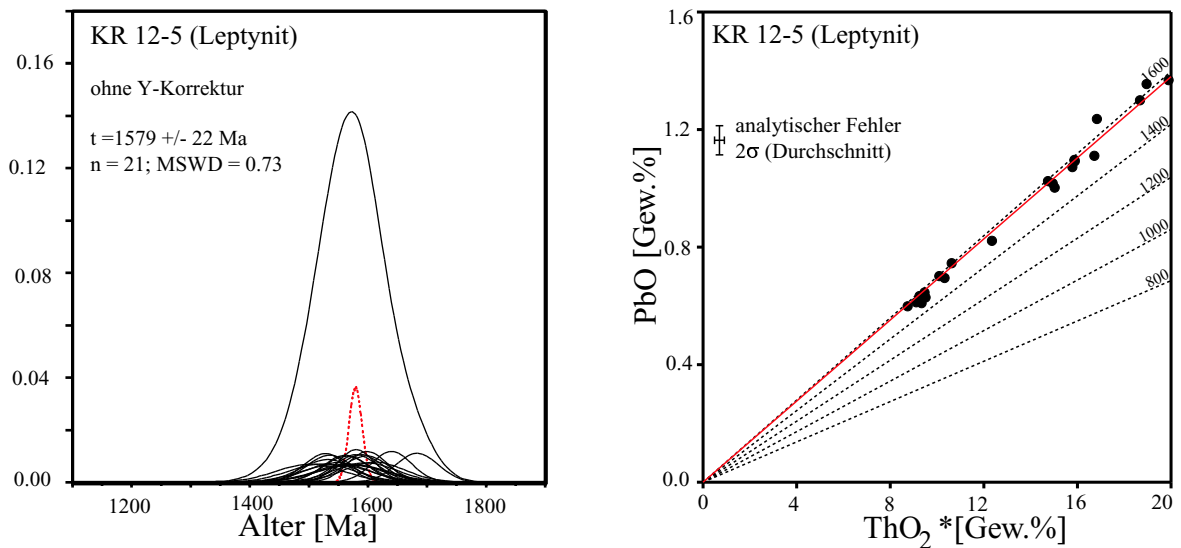


Abb. 7.8: Die in der Leptynit-Probe KR 12-5 gemessenen Einzelalter ergeben eine einzige Population.

schen 1683 ± 72 und 1502 ± 115 Ma und bilden eine Population bei 1579 ± 22 Ma ($n=21$, $MSWD=0.73$, Abb. 7.8). Auch hier wurden keine BSE-Bilder aufgenommen und keine SEE gemessen. Der Vergleich mit den vorhergehenden Proben legt nahe, dass späte Deformation (gestaintes Gefüge) allein nicht zur Verjüngung einiger Monazitkörner

oder -domänen führt. Entweder war die mit der Bildung von sekundärem Biotit am Granat verbundene Anwesenheit einer Fluide hierfür allein verantwortlich oder erst in Kombination mit der Deformation, die wahrscheinlich die Fluidinfiltration ermöglicht hat.

7.1.3 Region Edlapadu

Die Lithologie der Region Edlapadu wird geprägt von Metapeliten, die intensive Anatexis erfuhren. Sie bilden nun eine extrem leukosomreiche, diatexitische Migmatit-Assoziation. Ehemalige Schmelze (Leptynit: Qz, Kfs, Pl, Grt, Opx) nimmt darin den weitaus größten Volumenanteil ein. Restitische Lagen und Linsen (Crd, Grt, Spl, Crn) sind zerstreut darin enthalten und oft in nebulitischen Fahnen aufgelöst. Der Quarz in den Leukosomen (Leptyniten) erscheint durch Rutil-Entmischung intensiv blau. Im Schliiffmaßstab gibt es Übergänge zwischen restitischen und leptynitischen Domänen, die viel Sil, Bt und felsische Minerale enthalten sowie einige frühe, mitverfaltete und boudinierte, Cpx-führende basische Gänge, die boudiniert sind. Der Gesteinsverband wird von späten Pegmatit-Gängen durchschlagen. Untergeordnet treten auch Kalksilikat-Granulit-Linsen auf.

KR 13-2, Leptynit. Die Probe stammt aus der intensiv diatexitischen Gesteins-Assoziation der Region Edlapadu in der WCZ. Sie besitzt ein vergleichsweise grobkörniges Gefüge und ist nur schwach deformiert. Granat ist nicht von sekundärem Biotit begleitet, auch die Feldspäte sind nur gelegentlich leicht alteriert, bevorzugt entlang Fluidbahnen mit Karbonat-Einschlüssen.

Die Einzelalter liegen zwischen 1640 ± 63 und 1460 ± 98 Ma und ergeben ohne Y-Korrektur eine Population mit einem Alter von 1572 ± 23 Ma. Ein Einzelalter von 1440 ± 106 Ma wurde ausgegrenzt. Die Monazite zeigen also keine Überprägung durch das 1400er Ereignis, in Übereinstimmung mit dem frischen Zustand der Probe. Die Monazite zeigen zum Teil idiomorphe Kornformen, was auf eine Kristallisation aus der leptynitischen Schmelze deutet. Die Körner sind außerdem sehr groß (typischer Weise 0.1–0.7 mm) und gelegentlich polysynthetisch verzwilligt.

KR 22-7, Leptynit. Diese leptynitische Probe stammt aus einer benachbarten Lokalität in der selben diatexitischen Serie wie KR 13-2. Bei gleichem Mineralbestand ist sie noch weniger deformiert wie KR 13-2. Außerdem deutet das Fehlen von sekundärem Biotit an Granat darauf, dass keine Fluid-Wechselwirkung stattfand. Große Monazitkörner befinden sich in Kalifeldspat und Granat eingeschlossen sowie auf Korngrenzen. Sie lieferten Einzelalter zwischen 1682 ± 111 und 1471 ± 75 Ma, auch hier ohne Y-Korrektur, die mit 1573 ± 24 Ma ein mit KR 13-2 übereinstimmendes Populationsalter ergeben.

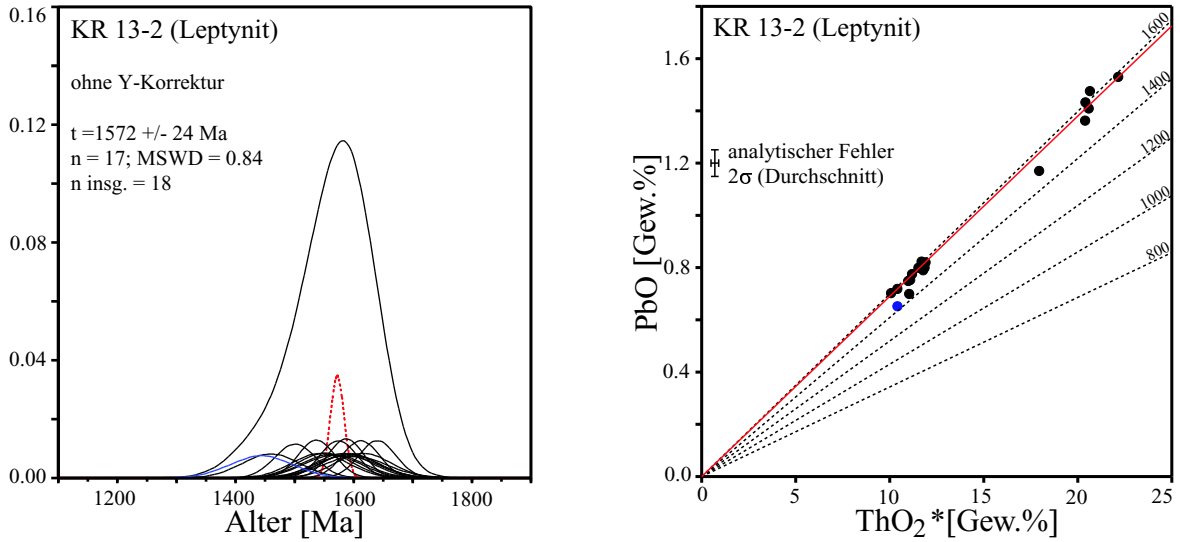


Abb. 7.9: Gewichtetes Histogramm und CHIME-Plot der Leptynit-Probe KR 13-2.

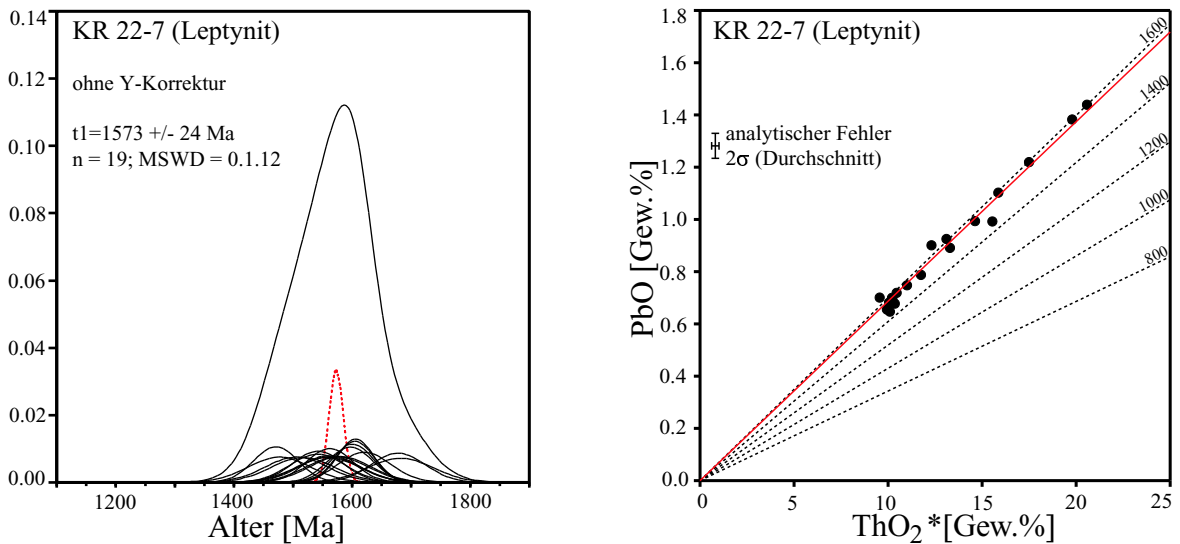


Abb. 7.10: Gewichtetes Histogramm und CHIME-Plot der Leptynit-Probe KR 22-7.

KR 51-5, Metapelit (restitische Domäne mit Schmelzanteil). Diese Probe ist petrographisch komplex, da sie aus einem Übergangsbereich zwischen restitischer Domäne und Leptynit stammt. So wechseln sich melanokrate Lagen mit der Paragenese Grt, Spl, Crn, Bt mit Kf-Qz-reichen Lagen ab. In den Übergangsbereichen tritt fibrolithischer Sillimanit, Cordierit und Biotit hinzu. Eine Zufuhr von Fluiden ist durch bahnförmig angeordnete Fluideinschlüsse in verschiedenen Mineralen und Alteration entlang perthitischer Entmischungen im Kalifeldspat sowie pinitisiertem Cordierit angezeigt. Es wurden 52 Punkte mit dem 17-Elemente-Messprogramm analysiert. Bis auf 3 Ausreißer streuen die Einzelalter zwischen 1742 ± 116 und 1350 ± 63 Ma. Die statistische Auswertung nach Montel u. a. (1996) ergibt neben einer Population von 1588 ± 22 Ma ($n=31$, MSWD=0.69) eine zweite Population mit einem Alter von 1451 ± 25 Ma ($n=18$, MSWD=1.25; Abb. 7.12). Eine Alterszonierung ist vor allem in den Körnern 1a und 1b beobachtbar, am eindeutigsten im Profil der Analysen 1–7 (Abb. 7.11). Sie korreliert jedoch weder mit dem Th- oder einem anderen chemischen Zonarbau. Die beiden Körner befinden sich in einer Matrix aus Fibrolith, Biotit und Kalifeldspat im Übergangsbereich zwischen restitischer Domäne und einer Domäne mit Schmelzanteil (Sill-Bio-Kfs-Qtz). Sie zeigen vor allem randlich Bereiche, die deutlich zurückgestellt sind und die Einzelalter der zweiten Population liefern. Korn 1b ist offensichtlich auch im Bereich einer schmalen Fluidbahn verjüngt, die durch das Monazitkorn verläuft. Das in Granat eingeschlossene Korn 9 ist nicht verjüngt, auch nicht das in Kalifeldspat eingeschlossene Korn 7.

KR 50-8, Charnockit. Die Lokalität dieser Probe liegt etwa 5 km nördlich der Lokalität Edlapadu in einem Gebiet, das von voluminösen Enderbit- und Charnockit-Intrusionen dominiert wird. Gelegentlich treten auch helle Gesteine auf, die im Gelände leukogranitischen Leptyniten ähneln, jedoch Orthopyroxen führen und möglicherweise gebleichte Charnockite präsentieren. In dem Probenkollektiv aus diesem Gebiet wurde nur in einer Probe Monazit gefunden, welcher sehr kräftig Th-zoniert und in einzelnen Korndomänen extrem Th-reich ist (Abb. 7.11, KR 50-8 Korn 3). Gemessen wurden 25 Punkte, die zwei Populationen bilden: 1555 ± 22 Ma ($n=17$, MSWD=0.59) und 1417 ± 58 Ma ($n=8$, MSWD=0.47; Abb. 7.13). Insbesondere eine Th-arme Domäne von Korn 3 (Abb. 7.11) liefert Alter zwischen 1400 und 1450 Ma aber auch Korn 2c zeigt junge Domänen. Die Probe ist deformiert, wobei insbesondere große Kalifeldspäte erfasst wurden, die durch Rekristallisation an den Kornrändern gerundet wurden. Qz ist geplättet und stark undulös. Diese (letzte) Deformation scheint auch hier eher amphibolit- als granulitfaziell abgelaufen zu sein, ähnlich wie bei vielen Proben der WCZ. Orthopyroxen ist am Kontakt zu Pl häufig durch Grt-Qz-Koronen resorbiert, die nicht deformiert sind. Granat und Orthopyroxen werden stets von sekundärem Biotit begleitet, der teilweise auch chloritisiert ist. Auch in dieser Probe ist es anhand der textuellen Beobachtungen kaum zu entscheiden, welcher Prozess (Deformation oder

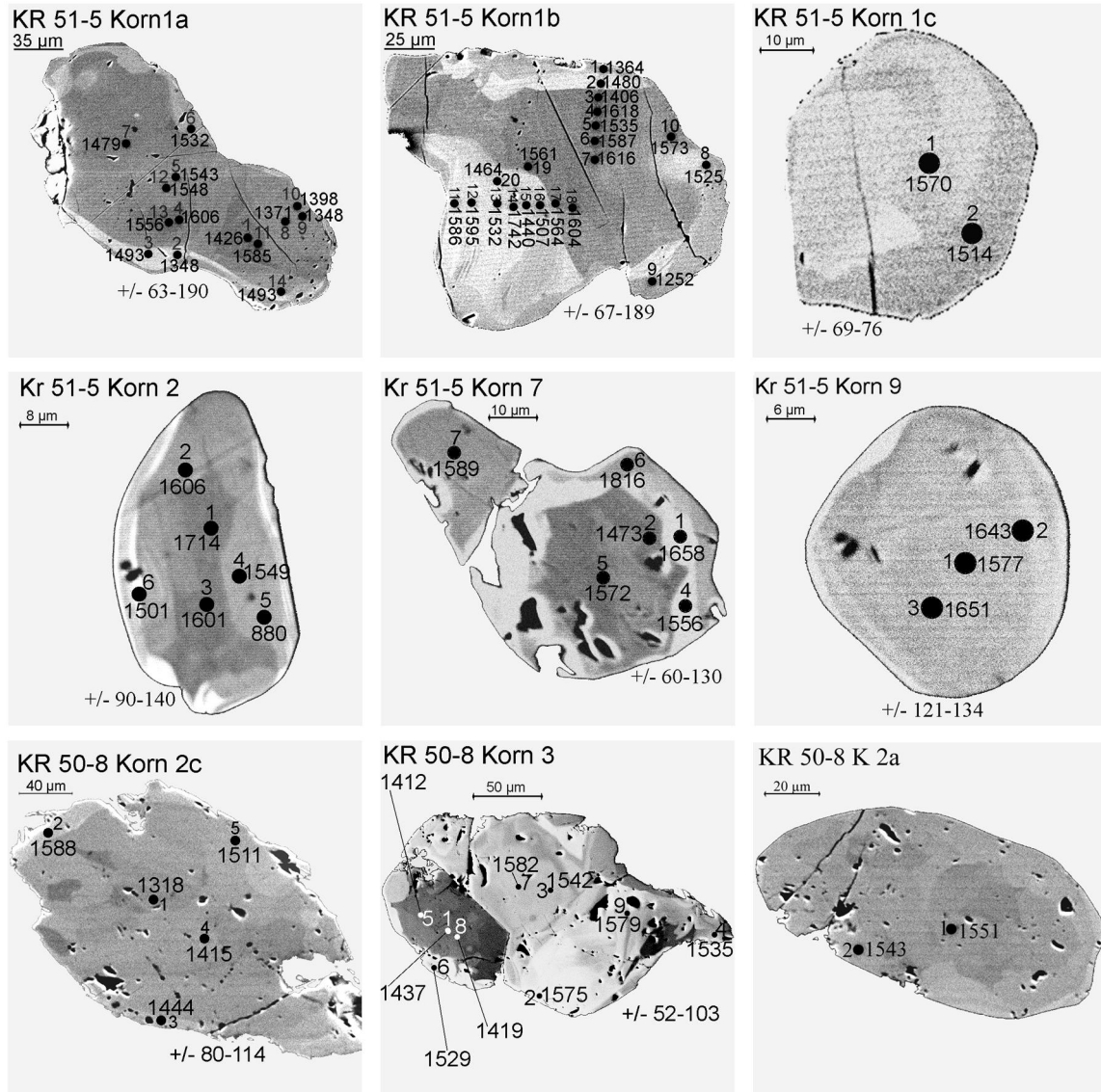


Abb. 7.11: BSE-Abbildungen Monazit KR 51-5 und KR 50-8. In KR 51-5 enthalten besonders die beiden Körner 1a und 1b eindeutig jüngere Domänen. In der Probe KR 50-8 sind die Körner 2c und 3 betroffen.

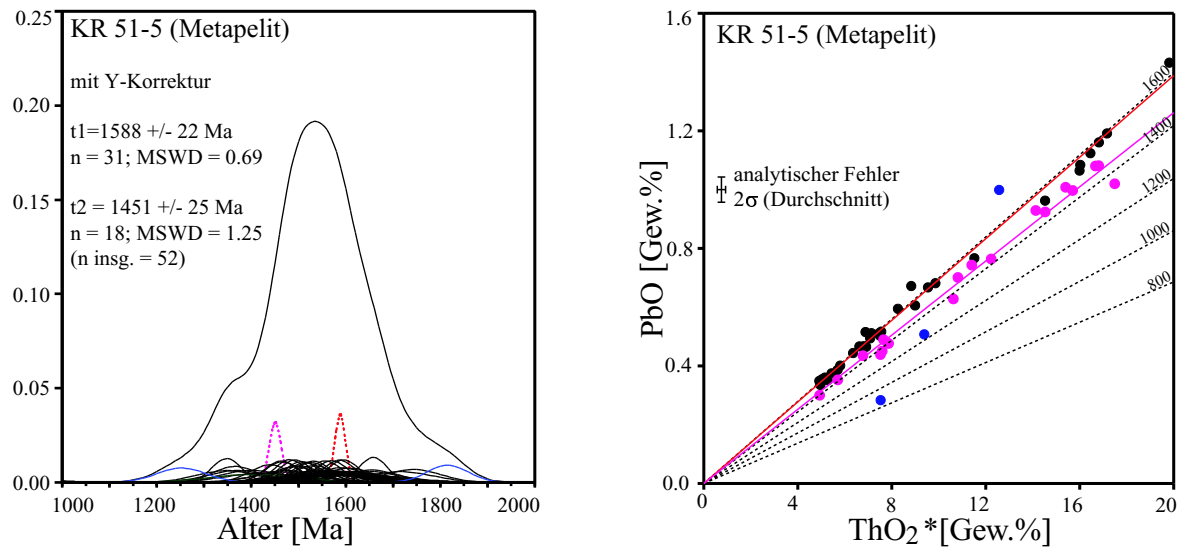


Abb. 7.12: BSE-Bilder der Probe KR 51-5. Der Verlauf der Summenkurve ist sehr breit und asymmetrisch, selbst wenn drei Extremwerte als Ausreißer betrachtet werden. Die beiden nach Montel u. a. (1996) berechneten Populationen spiegeln das Auftreten der in den Körnern 1a und 1b jüngerer Domänen wider.

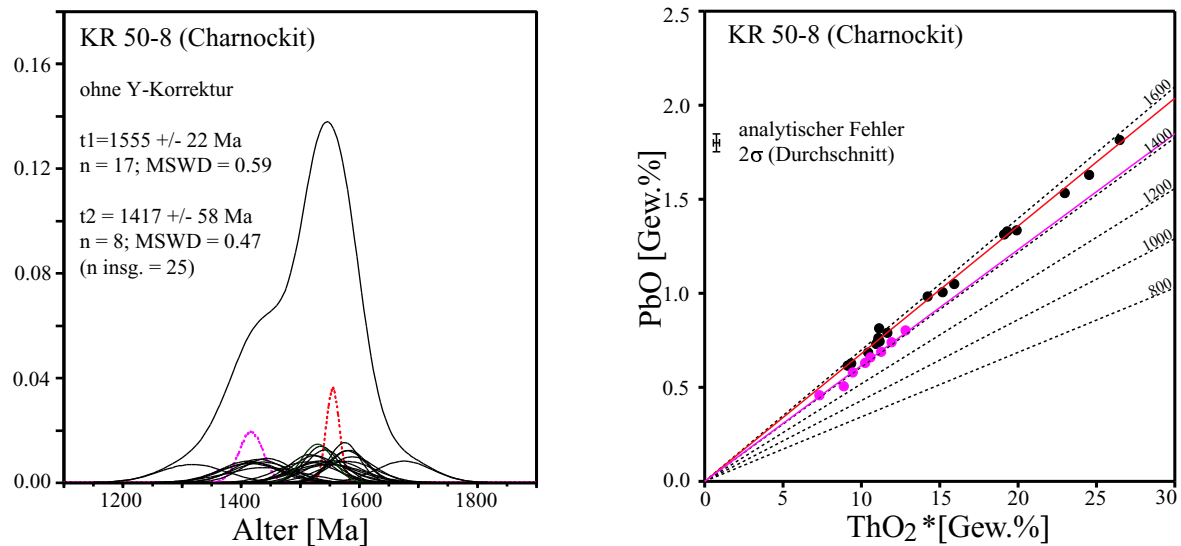


Abb. 7.13: EMS-Monazit-Alter der Probe KR 50-8. Die Th-arme Domäne in Korn 3 und die größten Bereiche von Korn 2c gehören zu der 1417±58 Ma Population.

Fluideinwirkung oder beide in Kombination) eine Rekristallisation in einigen Korn-domänen ausgelöst hat.

7.1.4 Region Ongole

KR 21-2, Metapelit. Die Probe enthält sehr viel Granat und Biotit, der zumindest teilweise sekundär gebildet ist. Oft tritt er zusammen mit Fibrolith auf, ähnlich wie in KR 51-5, teilweise zwischen den Korngrenzen des Pl-Pflastergefüges. Für diese Probe gibt es keine BSE-Bilder und es wurden nur Th, U und Pb gemessen. Bei 18 gemessenen Punkten ergaben sich Einzelalter zwischen 1720 ± 243 und 1398 ± 115 Ma. Nach der statistischen Auswertung wäre die Zusammenfassung aller Einzelalter zu einer Population noch vertretbar. Allerdings ist der Verlauf der Summenkurve auch hier asymmetrisch mit einem flacheren Abfall auf der jüngeren Seite (Abb. 7.14). Die Mehrzahl der jüngeren Punkte befindet sich in kleinen Matrixkörnern und im Randbereich größerer Körner. Daher wurden auch hier zwei Populationen berechnet. Es ergeben sich Populationsalter bei 1602 ± 38 Ma ($n=13$, MSWD=0.34) und 1452 ± 59 Ma ($n=5$, MSWD=0.45), Abb. 7.14. Fünf später durchgeführte Kontrollmessungen ergaben bei geringen Y-Konzentrationen das gleiche ältere Populationsalter von 1603 ± 81 Ma.

KR 21-9b, Metapelit. Diese Probe ist im wesentlichen aus Grt und Qz zusammengesetzt. Opx und Pl treten untergeordnet hinzu. Die Monazitkörner sind in Granat eingeschlossen. Die Probe ist deformiert. Eine späte Deformation lief auf diskreten Scherbrüchen ab und war so kühl, dass Plagioklaskörner spröde zerbrachen. Entlang dieser Scherfugen treten fast farblose, sekundäre Schichtsilikate auf. Die Einzelalter der 14 gemessenen Punkte liegen zwischen 1686 ± 177 und 1459 ± 161 Ma und bilden eine homogene Population bei 1613 ± 59 Ma. Es liegen keine BSE-Abbildungen vor. Falls die Deformation und Fluidinfiltration nach dem 1600er Ereignis stattfanden, hatten sie keinen Einfluss auf die im Granat eingeschlossenen Körner.

7.2 Proben aus der WKZ

7.2.1 Vijayawada-Gneis

KR 8-2 und KR 9-1 Diese beiden Proben sind granulitfazielle Metasedimente pelitischer Zusammensetzung, die in Indien traditionell als Khondalite bezeichnet werden. Khondalite sind durch Verwitterung meist tiefgründig alteriert. Die untersuchten Proben sind mäßig frisch und stammen aus dem Vijayawada-Gneis des Tempelberges von Vijayawada.

Der Vijayawada-Gneis weist ein anatektisches, lagiges Gefüge aus mm–cm mächtigen, restitischen Lagen (Hauptminerale: Grt, Sil, Bt) und Leukosomen (Hauptminerale: Qtz, Kf) auf. Er enthält im Gegensatz zu den metapelitischen Diatexiten der südlichen WCZ weder Orthopyroxen, Spinell, Korund noch Blauquarz. Die Peak-Temperaturen in diesem Bereich des EGB lagen offenkundlich niedriger als in der

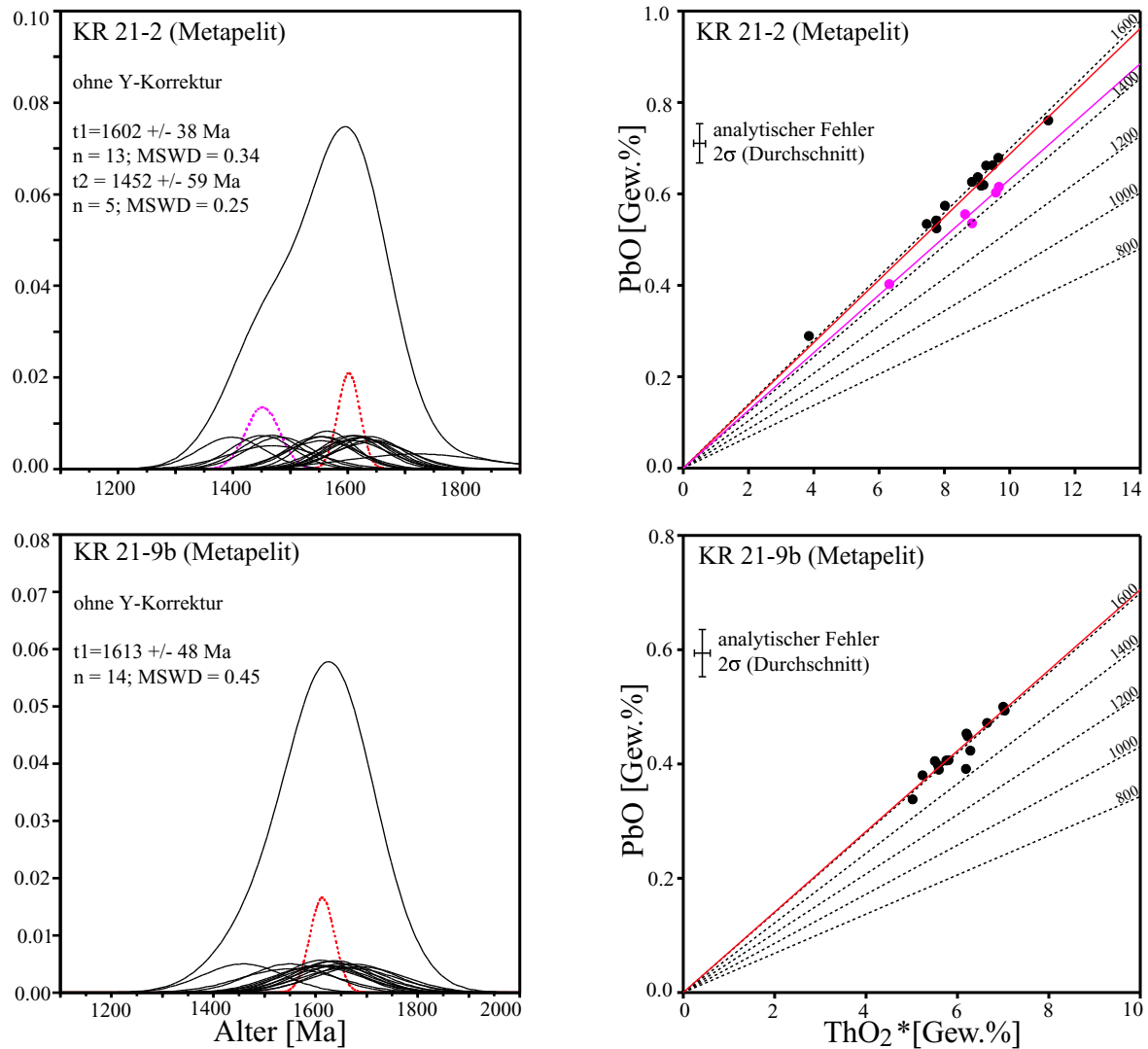


Abb. 7.14: Darstellung der Einzelalter und Populationen der Ongole-Proben KR 21-2 und KR 21-9b. Neben dem 1600er Ereignis fällt der Einfluss des 1450–1400er-Ereignisses nur wenig ins Gewicht, ist aber bei KR 21-2 unübersehbar vorhanden.

Tab. 7.2: EMS-Alter der WKZ im Überblick

Probe	Gestein	Region	Ele.	K	n ges.	Population	n
KR 8-2 und KR 9-1	Khondalite	Vijayawada	3, 17	20	46	$t_1=1181\pm 35$ Ma	14
						$t_2=995\pm 31$ Ma	18
						$t_3=856\pm 35$ Ma (638, 638)	12 2
KR 25-1	Metapelit	Gokavaram	17	4	30	$t_1=967\pm 35$ Ma	11
						$t_2=840\pm 22$ Ma (260, 473)	17 2
KR 25-5	Leukogranit	Gokavaram	17	3	19	$t_1=953\pm 24$ Ma	13
						$t_2=788\pm 53$ Ma (544)	5 1
RS 55	Charnockit	Gokavaram	17	7	38	$t_1=951\pm 21$ Ma	32
						$t_2=680\pm 39$ Ma	6

WCZ. Sillimanit und Kalifeldspat sind lokal bereits serizitisiert, die Oberflächenverwitterung hat also gerade begonnen.

Der Monazit kommt in beiden Proben sowohl in der Matrix als auch in Granat eingeschlossen vor. Matrixkörner und größere, in Granat eingeschlossene Körner sind meist spröde deformiert und oft von einem rötlich-bräunlichen Alterationsaum umgeben. Nicht alteriert sind nur Monazitkörnerchen von 5–15 μm Größe, die von Granat umschlossen sind (Abb. 7.15). Da beide Proben aus der gleichen Einheit stammen und petrographisch identisch sind, wurden die Einzelalter aus beiden Proben zusammengefasst. Die Spannweite dieser insgesamt 46 Einzelalter ist sehr groß und reicht von 1236 ± 109 Ma in einem Granat-gepanzerten Korn bis hin zu 638 ± 118 Ma in einem randlich alterierten und zerbrochenen Korn aus der Sil-Qtz-Bt-Matrix. Nicht in allen Punkten wurde Y gemessen, die Korrektur macht jedoch im Durchschnitt nur etwa 15 Ma aus. Die für die WCZ charakteristischen Alter um 1600 Ma fehlen völlig.

Unter Ausschluss von zwei Einzelaltern um 630 Ma liefert die statistische Auswertung nach Montel u. a. (1996) drei Alterspopulationen (Abb. 7.16): $t_1=1181\pm 35$ Ma ($n=14$), $t_2=995\pm 31$ Ma ($n=18$) und $t_3=856\pm 35$ Ma ($n=12$). Aus petrographischer Sicht ist die älteste Population einfach zu verifizieren, denn sie wird von den kleinen, vollständig Granat-gepanzerten Monazitkörnern gebildet. Sie ist in Abb. 7.16 deutlich von den jüngeren Populationen abgegrenzt, nicht nur durch das Alter sondern auch durch eine größere Variation des ThO_2^* -Gehalts. Diesen Altern am nächsten stehen Monazit-Alter um 1250 Ma der Khondalit-Proben aus Angul im Norden des EGB.

Einzelalter zwischen etwa 1100 und 800 Ma wurden in Monaziteinschlüssen in ris-

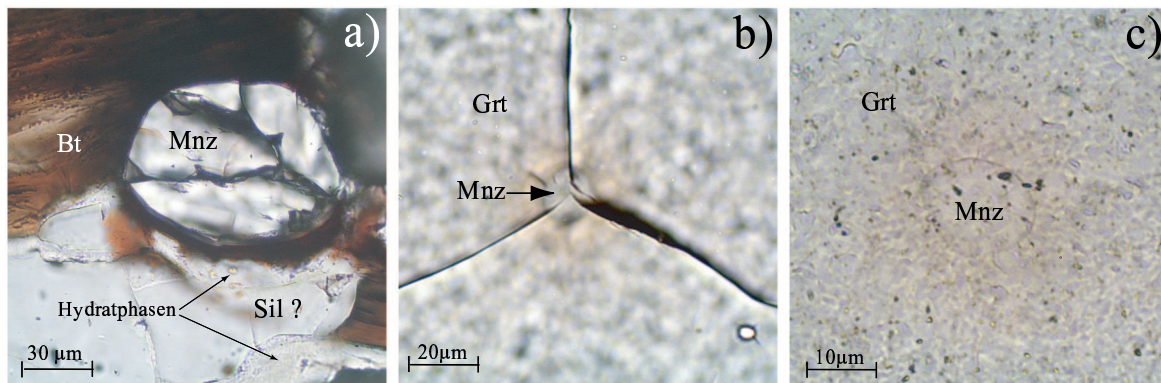


Abb. 7.15: Dargestellt sind typische Beispiele für Monazitkörner aus KR 8-2 und KR 9-1 in verschiedenen petrographischen Positionen. Einige größere Körner treten in der Qtz-Sil-Bt-Matrix auf (a). Diese sind z. T. randlich korrodiert und oft spröde zerbrochen. Einige kleine Körner sind in Granat eingeschlossen und können durch Rissbildung im Granat ebenfalls für Fluide zugänglich gewesen sein (b). Manche Körner sind völlig von Granat gepanzert (c). Diese liefern die Einzelalter der t_1 -Population. Die braunen Säume im Granat (b und c) entstanden durch Strahlung.

sigem Granat sowie in Matrixkörnern gemessen, sie bilden die beiden jüngeren Populationen. Diese sind aus petrographischer Sicht nicht durch besondere Gegebenheiten gekennzeichnet. Daher lässt sich die statistische Auftrennung nicht durch besondere textuelle Beobachtungen untermauern. Die Streuung der Einzelalter und die Alter der beiden Populationen sind jedoch ähnlich verglichen mit Proben aus anderen Regionen der WKZ, beispielsweise der nächstgelegenen Lokalität Gokavaram. Zwei Einzelalter ($2 \cdot 638$ Ma) deuten auf eine sehr späte Überprägung, möglicherweise ein panafrikanisches Ereignis.

7.2.2 Region Gokavaram

Die Probe RS 55 stammt von Gokavaram, die Proben KR 25-1 und KR 25-5 aus Narasapuram, etwa 6 km nördlich von Gokavaram. Charakteristisch für die Region sind Enderbit- und Charnockit-Körper mit basischen Schollen sowie Spl-Opx-Sil-führende Metapelite und leptynitische Gneise mit Blauquarz. In den Metapeliten sind komplexe Reaktionstexturen erhalten, die von Dasgupta u. a. (1995) beschrieben wurden. Sie leiteten daraus einen gegen den Uhrzeigersinn verlaufenden Pt-Pfad ab mit Peak-Metamorphosebedingungen von 950°C bei $P > 9$ kbar gefolgt von einer Phase mit fast-isobarer Abkühlung auf etwa 800°C mit anschließender nahezu isotherm verlaufender Dekompression um etwa 5 kbar.

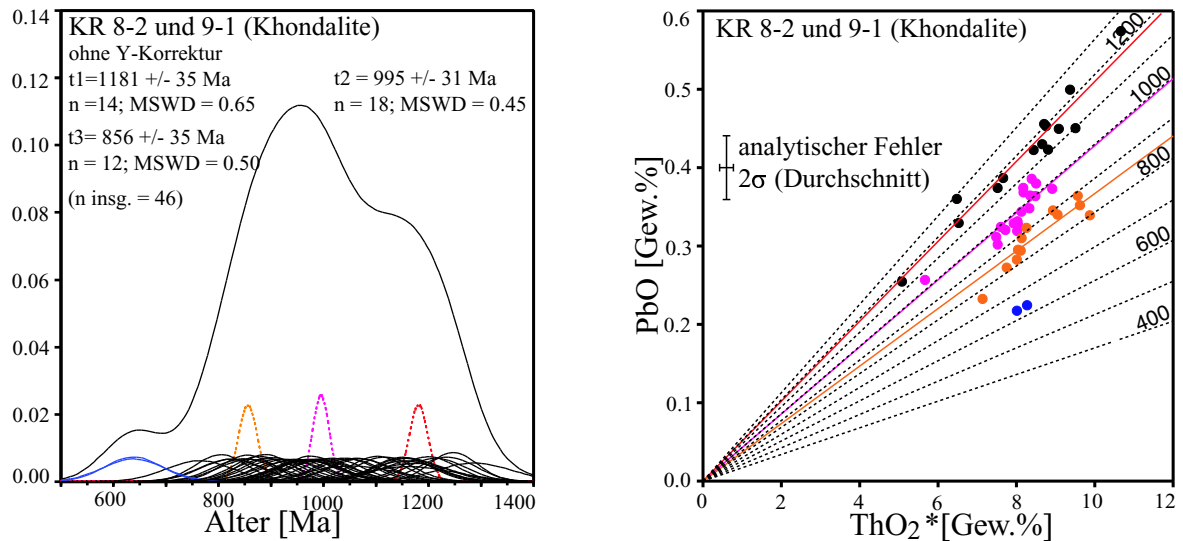


Abb. 7.16: Gewichtetes Histogramm und Chime-Diagramm der Proben KR 8-2 und KR 9-1 (Khondalite der Vijayawada-Gneis). Die Streubreite der Monazit-Einzelalter ist beachtlich. Erläuterungen dazu siehe Text. Alter um 1600 Ma, wie sie für die unmittelbar angrenzende WCZ typisch sind, wurden in Monaziten des Vijayawada-Gneises nicht beobachtet.

KR 25-1, Spl-führender Metapelit Diese metapelitische Probe enthält im wesentlichen Qtz, Grt, etwas Spl, Pl, Kf, viel Bt. In ähnlichen Proben dieser Lokalität ist auch Orthopyroxen und Sillimanit enthalten. Monazit kommt sowohl in Granat eingeschlossen als auch in der Matrix vor, dort teilweise auch in Mikro-Scherzonen. Es wurden 30 Punkte auf 4 Körnern gemessen (Abb. 7.17). Wegen äußerst geringer ThO_2^* - und PbO -Gehalte konnten einige Domänen von Korn 8 nicht datiert werden.

Die statistische Auswertung ergibt zwei Alterspopulationen: $t_1 = 967 \pm 35$ (n=11) und $t_2 = 840 \pm 22$ Ma (n=17). Dies korreliert mit Altersunterschieden zwischen dem im Granat eingeschlossenen Korn 2a und einer alten Domäne in Korn 6, im Gegensatz zu dem jüngeren Korn 8 in der Matrix. Chemische Unterschiede zwischen den Altersdomänen gibt es nicht.

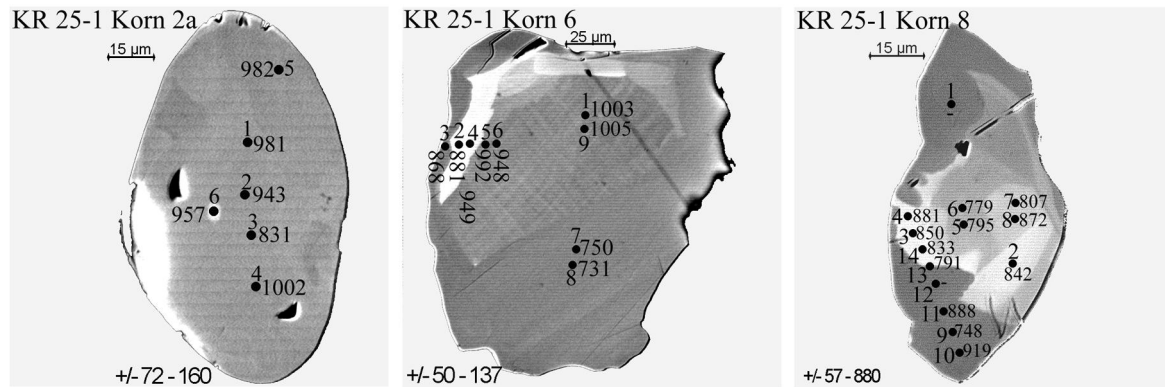


Abb. 7.17: KR 25-1, Metapelite. Die BSE-Bilder von drei der untersuchten Körner zeigen eine extreme Th-Zonierung, von 18.3 Gew.% (helle Bereiche) bis 0.8 Gew.% ThO_2 (dunkle Bereiche, kaum noch datierbar). Korn 2a ist in rissigem Grt eingeschlossen, die beiden anderen liegen in Mikro-Scherzonen, in denen felsische Minerale zu Kleinkornpflastern rekristallisiert.

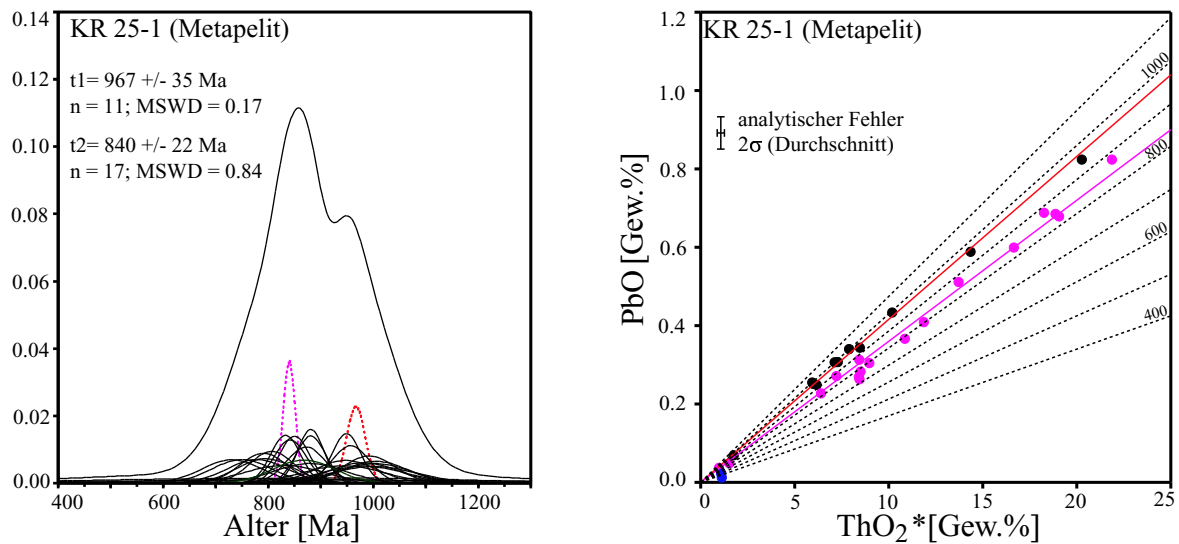


Abb. 7.18: Gewichtetes Histogramm und Chime-Diagramm der Probe KR 25-1. Die statistische Auswertung ergibt zwei Alterspopulationen. Die ältere (t_1) wird durch das in Grt eingeschlossene Korn 2a und die inneren, Th-zonierten Bereiche von Korn 6 gebildet.

KR 25-5, grobkörniger Leptynit mit restitischen Lagen Dieser Blauquarz-führende Leptynit enthält gelegentlich teilresorbierte, restitische Lagen und etwas Cordierit, der jedoch vollständig hydratisiert ist. Auch die zahlreichen Karbonat-Einschlüsse in alterierten Plagioklaskörnern deuten auf eine Fluid-Infiltration. Ge-

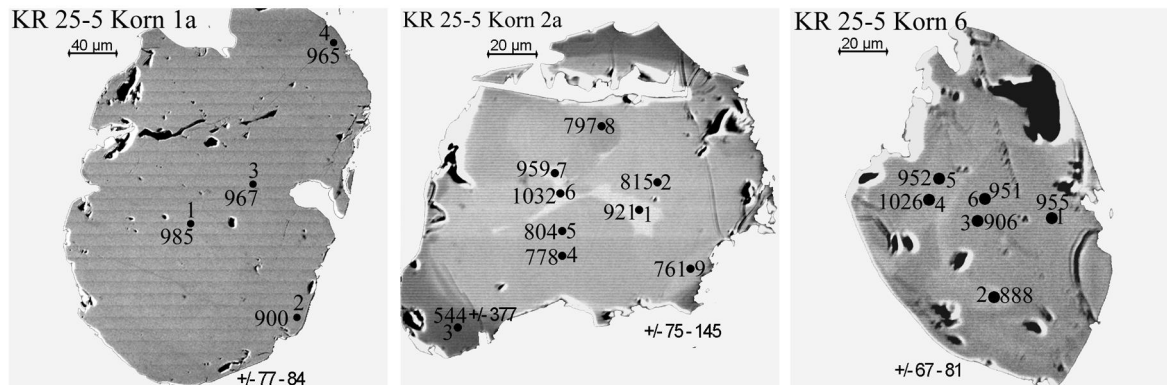


Abb. 7.19: BSE-Abbildungen der Monazitkörner der Probe KR 25-5. Insbesondere Korn 2a enthält deutlich jüngere Einzelalter, bis auf eine Th-reichere Insel in der Mitte des Korns, die noch die älteren Einzelalter enthält. Die Körner 1 a und 6 sind in Kalifeldspat eingeschlossen, Korn 2a in Plagioklas. (Kornmitte)

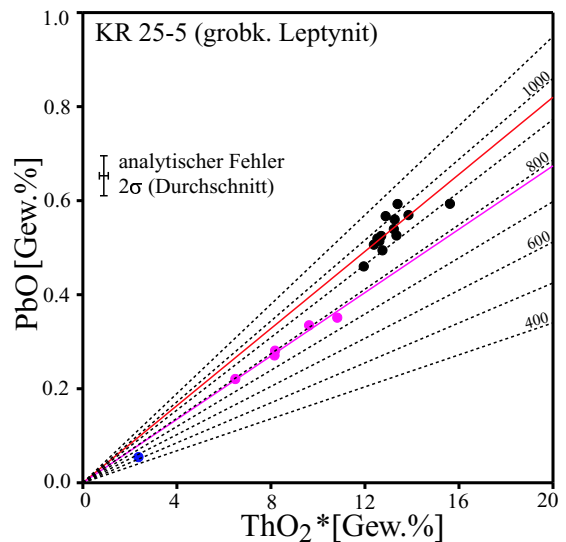
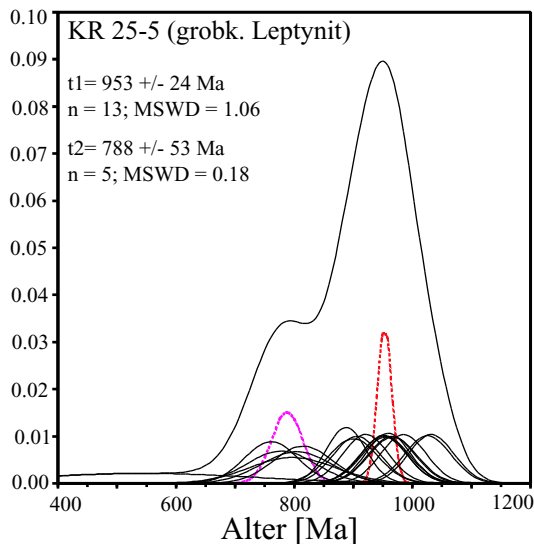


Abb. 7.20: Gewichtetes Histogramm und Chime-Diagramm der Probe KR 25-1. Die beiden Diagramme zeigen die Anwesenheit zwei verschiedener Alterspopulationen.

messen wurden 19 Punkte auf 3 Körnern (Abb. 7.19). Die statistische Auswertung ergibt wie bei KR 25-1 zwei Alterspopulationen (Abb. 7.20). Allerdings herrscht in dieser Probe t_1 (953 ± 24 Ma, $n=13$) gegenüber t_2 (788 ± 53 Ma, $n=5$) deutlich vor. Nur Korn 2a, das in einem intensiv alterierten Plagioklas eingeschlossen ist, enthält Einzelalter der t_2 -Population. Außerdem wurde am Rand ein noch jüngeres Einzelalter festgestellt, jedoch mit einem sehr großem Fehler (544 ± 377 Ma). Die Korndomänen der jüngeren Population besitzen geringere Gehalte an ThO_2^* (Abb. 7.20).

RS55, Charnockit Die grobkörnige Charnockit-Probe RS 55 stammt aus Gokavaram. Sie besitzt ein nur schwach überprägtes, granoblastisches Gefüge. Vier der sieben untersuchten Monazitkörner sind in Granat eingeschlossen und liefern einheitliche Alter um 950 Ma (Abb. 7.21). Drei weitere Körner sind in Plagioklas oder Biotit

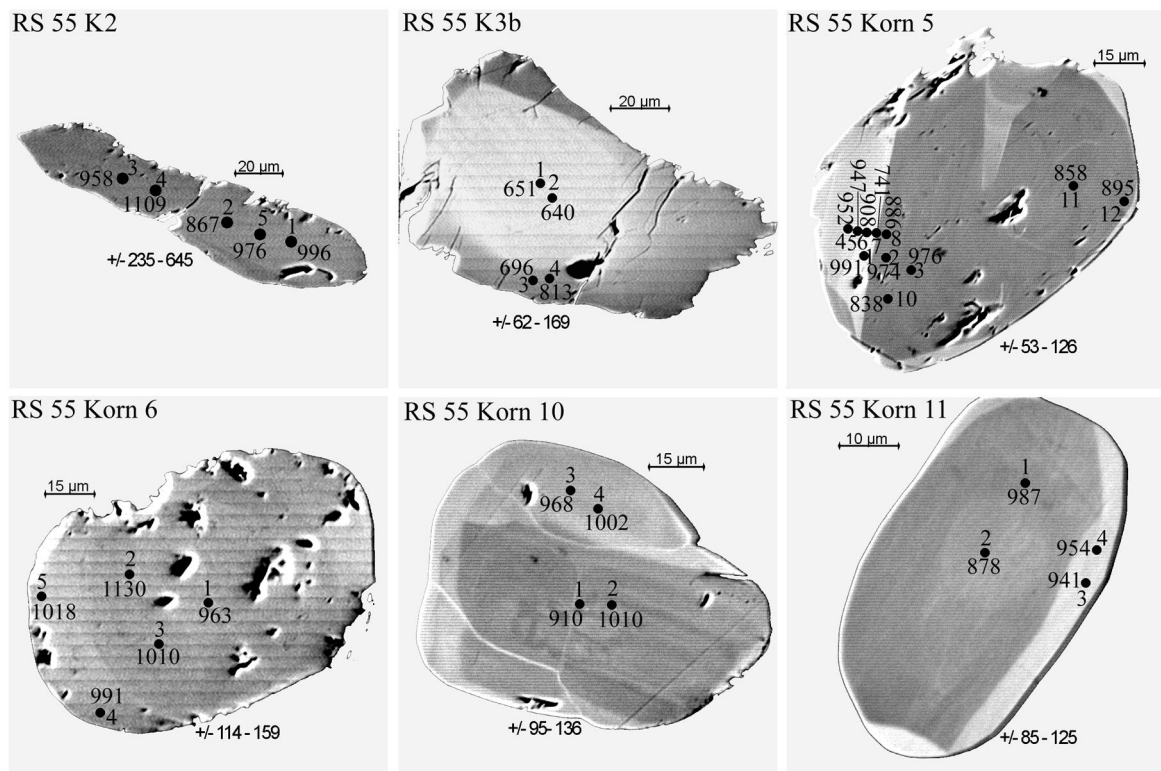


Abb. 7.21: BSE-Abbildungen von 6 der 7 untersuchten Körner im Charnockit RS 55. Die Einzelalter in Korn 3b sind deutlich jünger. Dieses Korn zeigt im Dünnschliff kräftig un-
 undulöse Auslöschung, hat eine intergranulare Position, ist rissig und besitzt im Gegensatz zu
 den anderen Körnern einen Th-reichen Kern. Die übrigen Körner sind in Grt, Pl oder Bt
 eingeschlossen und weisen, bis auf Korn 5 relativ einheitliche Alter auf.

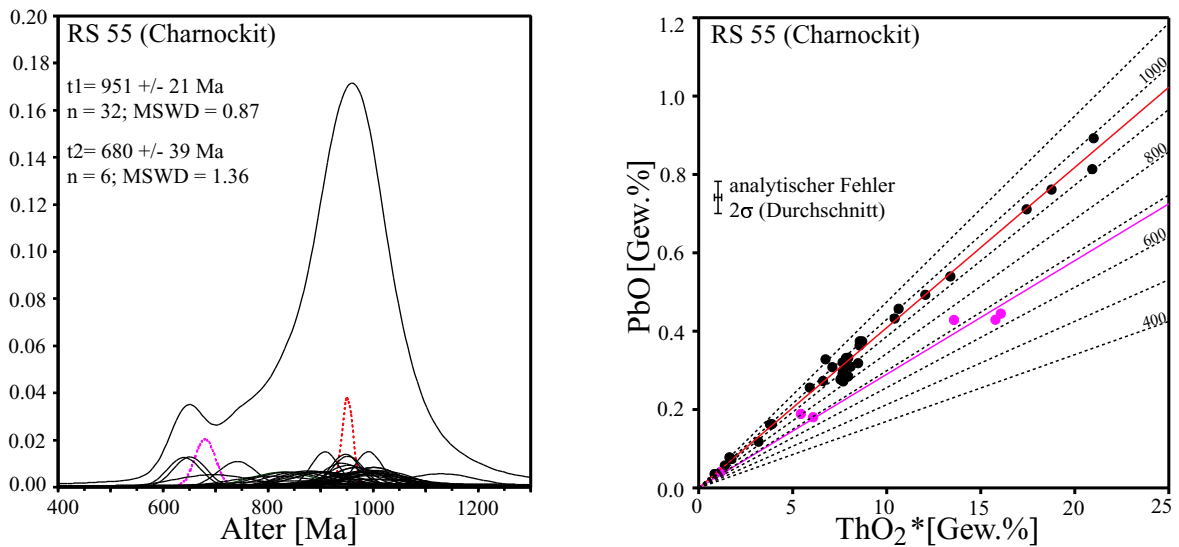


Abb. 7.22: Gewichtetes Histogramm und Chime-Diagramm des Charnockits RS 55. Die Einzelalter dieser Probe gehören im wesentlichen zu einer Alterspopulation (t_1). Die zweite Population (t_2) ist wesentlich jünger, jedoch mit nur sechs zugehörigen Einzelaltern nicht sehr gut festgelegt.

eingeschlossen, von denen eines, Korn 3b, deutlich jünger ist.

Die statistische Auswertung liefert auch für diese Probe der Region Gokavaram zwei Alterspopulationen, mit $t_1=951\pm 21$ Ma ($n=32$) und $t_2=680\pm 39$ Ma ($n=6$). t_2 ist hier also deutlich jünger als in den beiden KR-Proben.

7.3 Region Paderu-Arakutal-Anakapalle

7.3.1 Paderu

G 85-1 und G 85-2; Spl-Crn-Spr-Grt-Opx-Sil-Bt-Qtz-Pl-führender Metapelite Die beiden Proben stammen aus Paderu und sind petrographisch identisch, so dass die Monazitalter zusammengefasst werden können. Das Gefüge dieses Gesteins ist extrem geplättet und mylonitisiert. Den größten Volumenanteil des Gesteins nehmen restitische Domänen ein, zwischen denen jedoch immer wieder Lagen aus Quarz und Plagioklas auftreten. In den restitischen Domänen belegen Mineralparagenesen und mannigfaltige Reaktionstexturen ehemals Ultrahoch-temperierte Metamorphosebedingungen und diverse retrograde Stadien, die von Lal u. a. (1987) beschrieben und interpretiert wurden.

Die Monazite-Körner sind groß, zahlreich und treten überwiegend in der restiti-

Tab. 7.3: EMS-Alter der Region Arakutal-Anakapalle

Probe	Gestein	Region	Ele.	K	n ges.	Population	n
G 85-1 und G 85-2	Metapelite	Paderu	17	9	39	t= 1000±13 Ma (921–893 Ma)	35 4
KR 61-6	Enderbit	Sunkarametta	17	6	34	t= 895±17 Ma (765, 800)	32 2
KR 61-2	Metapelit	Sunkarametta	17	4	27	t ₁ = 913±14 Ma t ₂ = 520±22 Ma (781–756)	16 8 3
KR 60-1	Enderbit	Anantagiri	13	4	47	t ₁ = 951±21 Ma t ₂ = 798±29 Ma t ₃ = 568±35 Ma	26 12 9
KR 60-5	Leptynit	Anantagiri	13	5	31	t ₁ = 915±14 Ma t ₂ = 513±34 Ma (826–670)	24 3 4
KR 36-16	MgAl-Gran.	Anakapalle	17	3	23	t= 980±25 Ma	23
KR 58-10	MgAl-Gran.	Anakapalle	17	5	19	t=1005±56 Ma	19
KR 58-15	Charnockit	Anakapalle	3	6–8	24	t=903±24 Ma	24
KR 36-6	Charnockit	Anakapalle	17	4	16	t= 619±17 Ma (995–746)	10 6
KR 36-3	Leptynit	Anakapalle	17	6	32	t ₁ = 907±22 Ma t ₂ = 750±29 Ma	21 11

schen oder felsischen Matrix auf, gelegentlich sind sie in Granat eingeschlossen. Sie waren Teil der UHT-Paragenese, wie direkte Kornkontakte zu Korund und Einschlüsse in Granat (in dem auch Spl und Crn eingeschlossen sind) belegen. Nur wenige Körner zeigen einen schwachen Th-Zonarbau, die meisten sind sehr homogen (Abb. 7.23). In den beiden Proben wurden neun Körner mit insgesamt 39 Analysen untersucht. Die Mehrzahl der Einzelalter liegt zwischen 1050 und 950 Ma, nur wenige liegen knapp darüber oder darunter. Vier am Rand auftretende, leicht jünger erscheinende Einzelalter um 900 Ma wurden herausgenommen, die statistische Auswertung ergibt nur eine Population mit einem Alter von 1000±13 Ma (Abb. 7.24). Ohne die vier herausgenommenen Einzelalter läge sie bei 993±13 Ma. Die chemische Zusammensetzung des Monazites dieser Proben ist gekennzeichnet durch hohe bis sehr hohe Y+SSEE-Gehalte und sehr

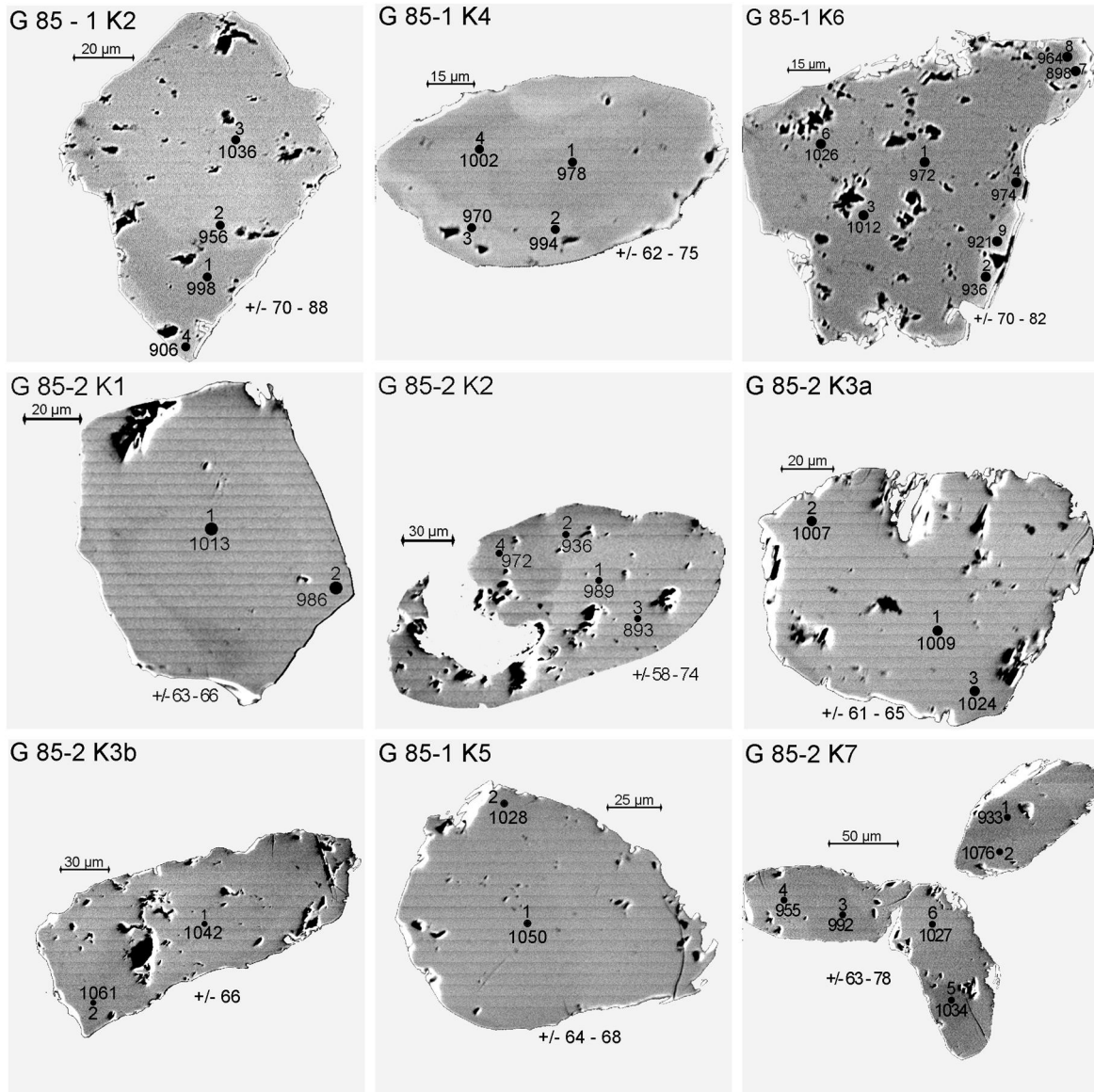


Abb. 7.23: BSE-Abbildungen von Monazitkörnern der Proben G 85-1 und G 85-2. Die Körner sind homogen bis schwach Th-zoniert. Signifikante Altersunterschiede zwischen den Körnern bestehen nicht.

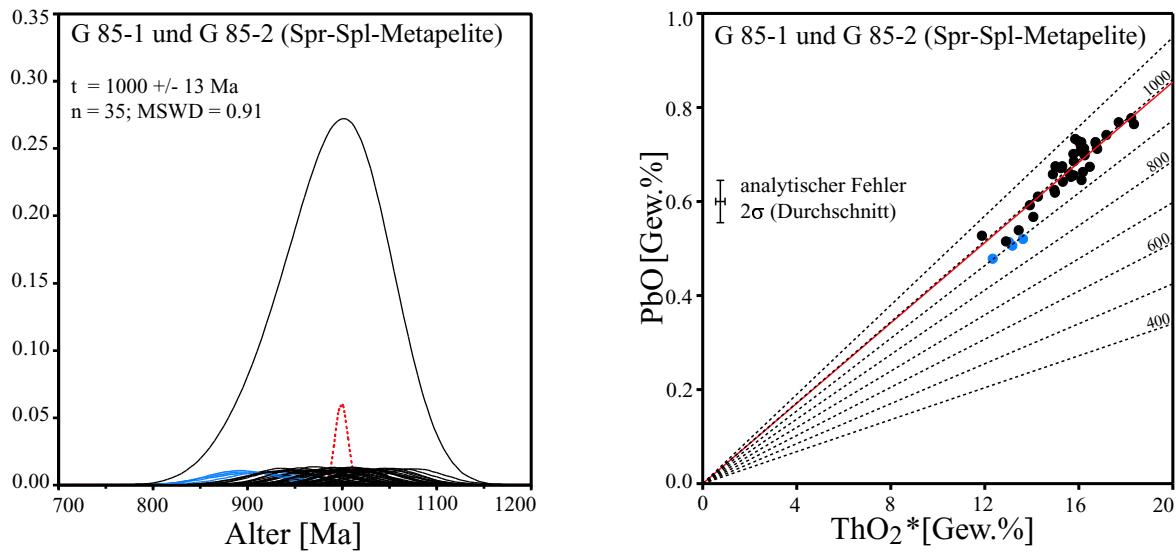


Abb. 7.24: Gewichtetes Histogramm und Chime-Diagramm der Proben G 85-1 und G 85-2. Die statistische Auswertung ergibt nur eine Alterspopulation. Vier am Kornrand auftretende, leicht jünger erscheinende Einzelalter um 900 Ma wurden herausgenommen. Das Alter der Population verschiebt sich dadurch um 7 Ma nach oben.

hohe U/Th-Verhältnisse (Abb. refmonazittypen). Die hohen Y+SSEE-Gehalte belegen sehr hohe Bildungstemperaturen (Gratz und Heinrich, 1997), im Einklang mit den aus der Silikatparagenese abgeleiteten UHT-Bedingungen.

7.3.2 Sunkarametta

In der Region um Sunkarametta treten metapelitische Granulite auf (Khondalite), die bis zu mehrere Meter große, boudinierte Einschlüsse aus Spr-Opx-Sil-führenden MgAl-Granuliten enthalten (S. Dasgupta, pers. Mitt.). Die Orthopyroxene sind z. T. megakristisch, sie können über 5 cm groß sein. Die Khondalite wurden von Enderbiten intrudiert.

KR 61-6, Enderbit Die Probe ist ein typischer Enderbit. Er enthält viel Orthopyroxen, der oft durch koronitischen Granat resorbiert wird und in vielen Domänen zu sekundärem Biotit hydratisiert ist, welcher wiederum gelegentlich in Chlorit umgewandelt ist. Außerdem tritt porphyroblastischer Granat mit Sagenit-Entmischungen auf. Zahlreiche Karbonat-Einschlüsse in alterierten Plagioklasen, oft zusammen mit chloritisiertem Biotit, belegen eine retrograde Fluidinfiltration.

Es wurden 34 Punkte auf 6 Körnern gemessen. Zwei Einzelalter von 765 und 800 Ma

wurden ausgeschlossen, die restlichen 32 bilden eine Population von 895 ± 17 Ma. Von den in Abb. 7.25 dargestellten Körnern sind zwei (K 2 und K 5a) in Granat eingeschlossen, die übrigen befinden sich auf Korngrenzen. Es lassen sich aber keine eindeutigen Altersunterschiede zwischen den Körnern erkennen.

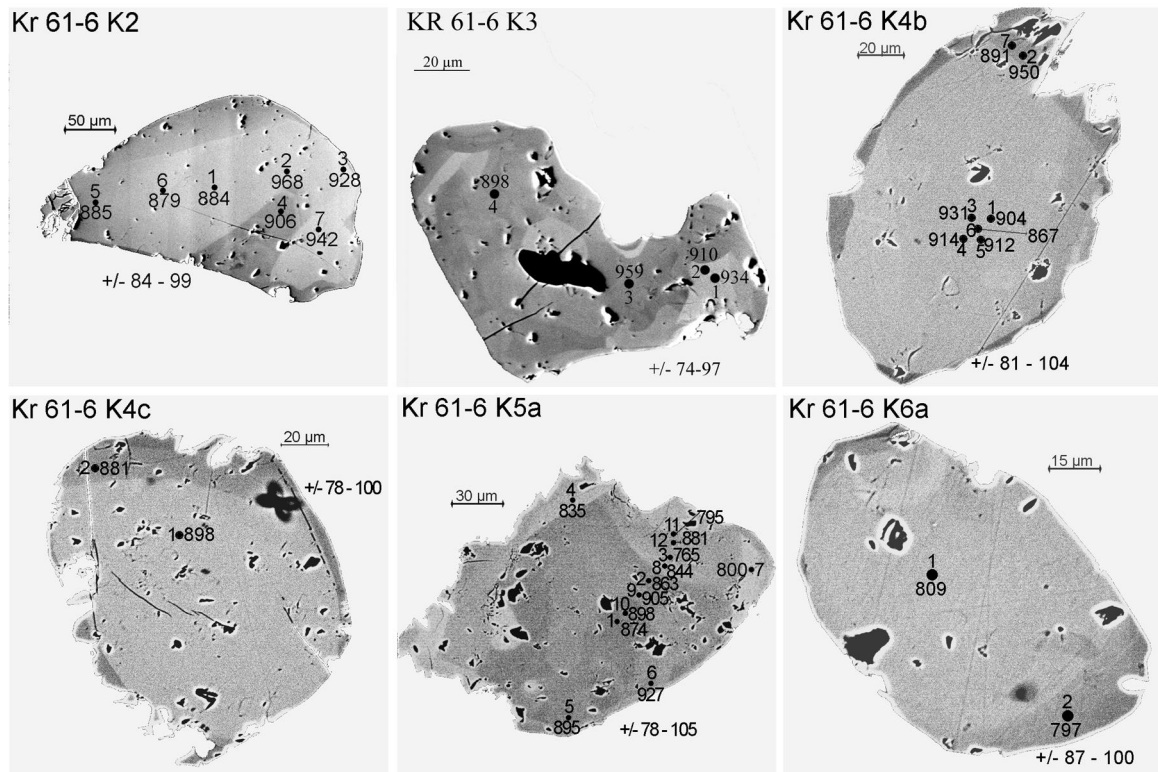


Abb. 7.25: Die BSE-Abbildungen der sechs untersuchten Körner der Enderbit-Probe KR 61-6 zeigen sehr unterschiedliche Th-Zonierungsmuster. Eine systematische Alterszonierung ist jedoch nicht erkennbar.

KR 61-2, Spr-führender Metapelite Diese Probe stammt aus einem der MgAl-Granulit-Boudins im Khondalit. Sie besteht im wesentlichen aus Orthopyroxen (grobkörnige Blasen und koronitisch), Sillimanit (ebenfalls grobkörnige Blasen und koronitisch), Sapphirin, Cordierit und Biotit. Auch Sapphirin existiert in verschiedenen Generationen. Neben grobkörnigen Blasen, die von Sill-Opx-Koronen und/oder Cordierit verdrängt werden, existieren auch feine Spr-Entmischungen aus Opx die sich an Feldergrenzen der grobkörnig rekristallisierten Opx-Blasen befinden. Die zahlreichen und teilweise modellhaft entwickelten Reaktionstexturen haben das ursprüngliche grobkörnige Gefüge überprägt. Die Probe wurde nur relativ wenig deformiert.

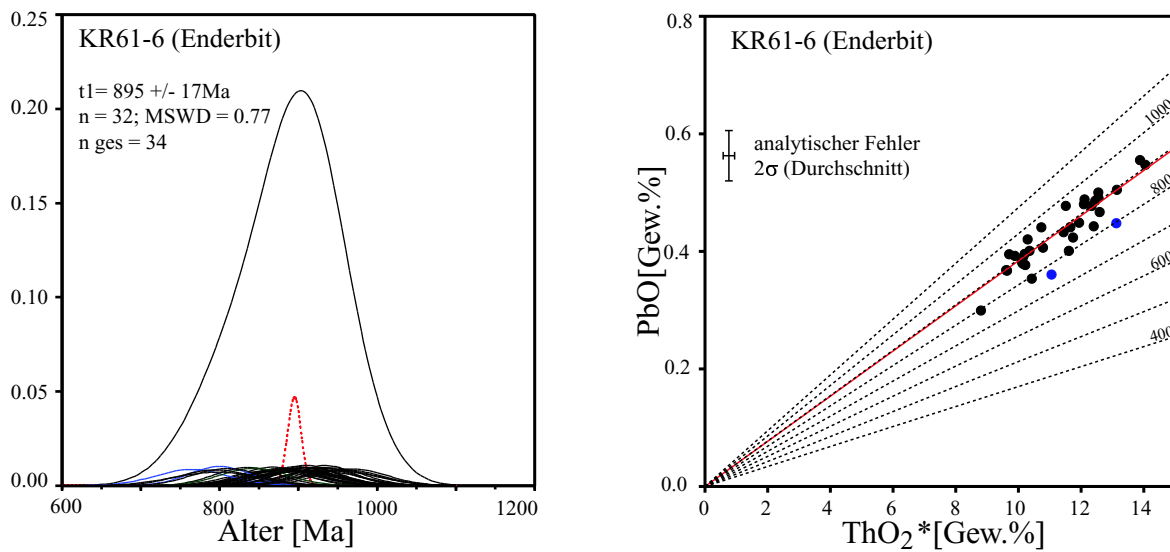


Abb. 7.26: Gewichtetes Histogramm und Chime-Diagramm der Enderbit-Probe KR 61-6. Die statistische Auswertung der Einzelalter ergibt nur eine Alterspopulation.

Sekundärer Biotit ist allgegenwärtig. Einige aushaltende, spröde Risse sind mit Hydratphasen gefüllt.

Es wurden 2 Körner detailliert untersucht (Abb. 7.27). Sie befinden sich in der Matrix. Die statistische Auswertung der 27 Einzelalter ergibt unter Ausschluss von drei mittleren Altern zwei klar voneinander getrennte Populationen mit Altern von 913 ± 14 und 520 ± 22 Ma, die auch in der gewichteten Histogramm-Darstellung klar zum Ausdruck kommen (Abb. 7.28).

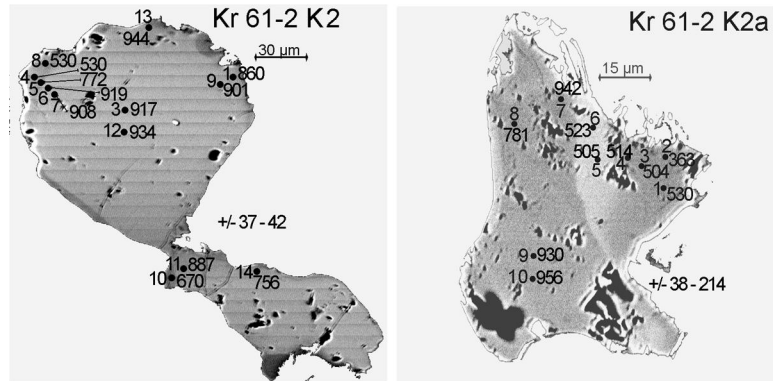


Abb. 7.27: KR 61-2, MgAl-Granulit. Die BSE-Abbildungen der beiden untersuchten Monazitkörner zeigen, dass diese junge Domänen kambrischen Alters besitzen.

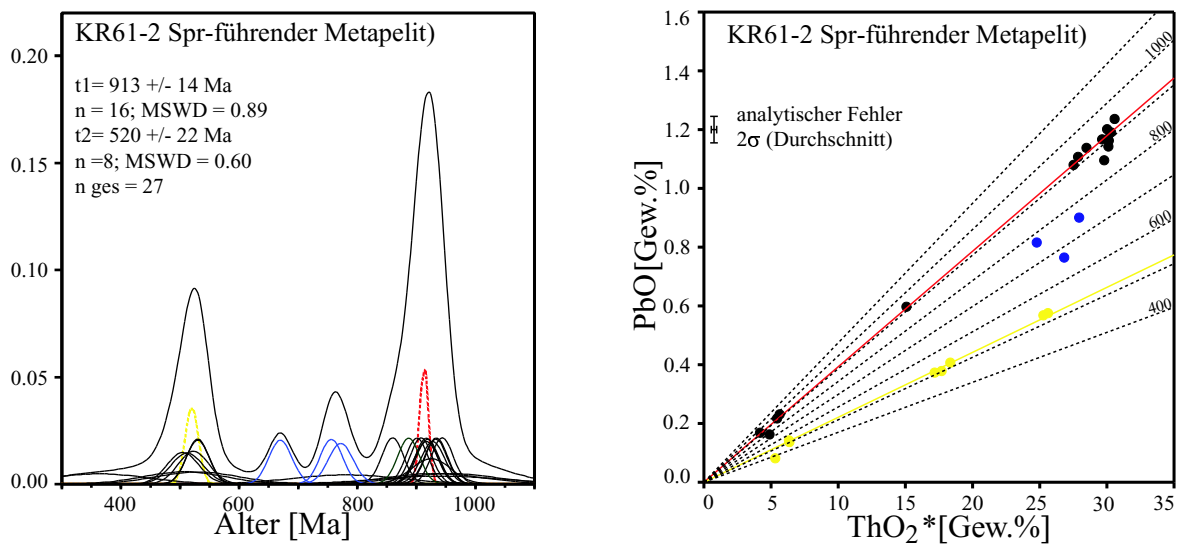


Abb. 7.28: Gewichtetes Histogramm und Chime-Diagramm der Enderbit-Probe KR 61-2. Die Monazitkörner dieser Probe liefern eindeutig zwei Alterspopulationen. Die ältere stimmt in etwa mit dem Alter der Enderbitprobe KR 61-6 überein. Die stark streuenden mittleren Einzelalter wurden nicht ausgewertet.

In den BSE-Abbildungen ist erkennbar, dass die jungen Einzelalter in abgegrenzten Domänen an Kornrändern auftreten. Die jungen Domänen zeigen keine chemischen Besonderheiten.

7.3.3 Anantagiri

KR 60-1, Enderbit Die Enderbit-Probe KR 60-1 (Qtz, Pl, etwas Kf, Opx, Grt, opake Phasen) wurden hochtemperiert deformiert. Plagioklas und stellenweise auch Orthopyroxen sind dynamisch rekristallisiert und bilden Kleinkornpflaster an Korngrenzen. Aus oxidischen Erzphasen hat sich gelegentlich Spinell entmischt. Orthopyroxen wird von Granat-Quarz-Symplektiten resorbiert, stellenweise in feinblättrigen sekundären Biotit umgewandelt. Auch die Gegenwart von Karbonat belegt eine Fluidinfiltration. Monazit tritt in der Matrix auf, häufig in den Kleinkornpflastern. Er war also während der heißen Deformation schon vorhanden. Vier Körner wurden mit insgesamt 47 Messpunkten untersucht. Die Körner zeigen ausgeprägte Th-zonierung (Abb. 7.29). Bis auf Korn 1a besitzen sie einen unregelmäßig geformten Th-reichen Kern mit einem schmalen Th-ärmeren Saum. Korn 1a zeigt dagegen eine ausgeprägte interne Th-zonierung mit idiomorphen Wachstumszonen. Die Altersstruktur der Körner ist komplex. Die statistische Auswertung ergibt insgesamt drei Alterspopulationen, die sich durch Alterszonierungen und -unterschiede zwischen den Körnern bestätigen lassen. Die älteste Population ergibt 951 ± 21 Ma, die zugehörigen Einzelalter finden sich in den Körnern 1a und 3c (Abb. 7.29). Eine mittlere Population von 798 ± 29 Ma wird durch die Körner 3a und 3ab definiert. Die dritte Population hat ein Alter von 568 ± 35 Ma und bildet kleine Domänen am Rand der Körner 3ab und 3c. Aus ihrer textuellen Position lässt sich nicht erkennen, weshalb die Körner diese Altersunterschiede zeigen.

KR 60-5, Leptynit Auch der Leptynit KR 60-5 wurde kräftig deformiert, das Gefüge ist mylonitisch. Neben Granat, der gelegentlich von sekundärem Biotit begleitet wird und sehr wenig Erz, treten keine weiteren Fe-Mg-Phasen auf. Die felsische Matrix besteht aus Quarz und perthitischem Kalifeldspat, nur sehr untergeordnet auch Plagioklas. Die Monazitkörner treten überwiegend in der Umgebung von Granat auf, in Granat eingeschlossene Körner sind aufgrund von Rissen nicht gepanzert. Insgesamt wurden 31 Punkte auf 5 Körnern gemessen, die sowohl in Granat eingeschlossen als auch in der Matrix auftreten. Unter Ausschluss vier mittlerer Alter liefert die statistische Auswertung eine Populationen mit einem Alter von 915 ± 14 Ma ($n=24$) und eine zweite mit einem Alter von 513 ± 34 Ma ($n=3$). Die kambrischen Alter treten nur in Korn 1e auf.

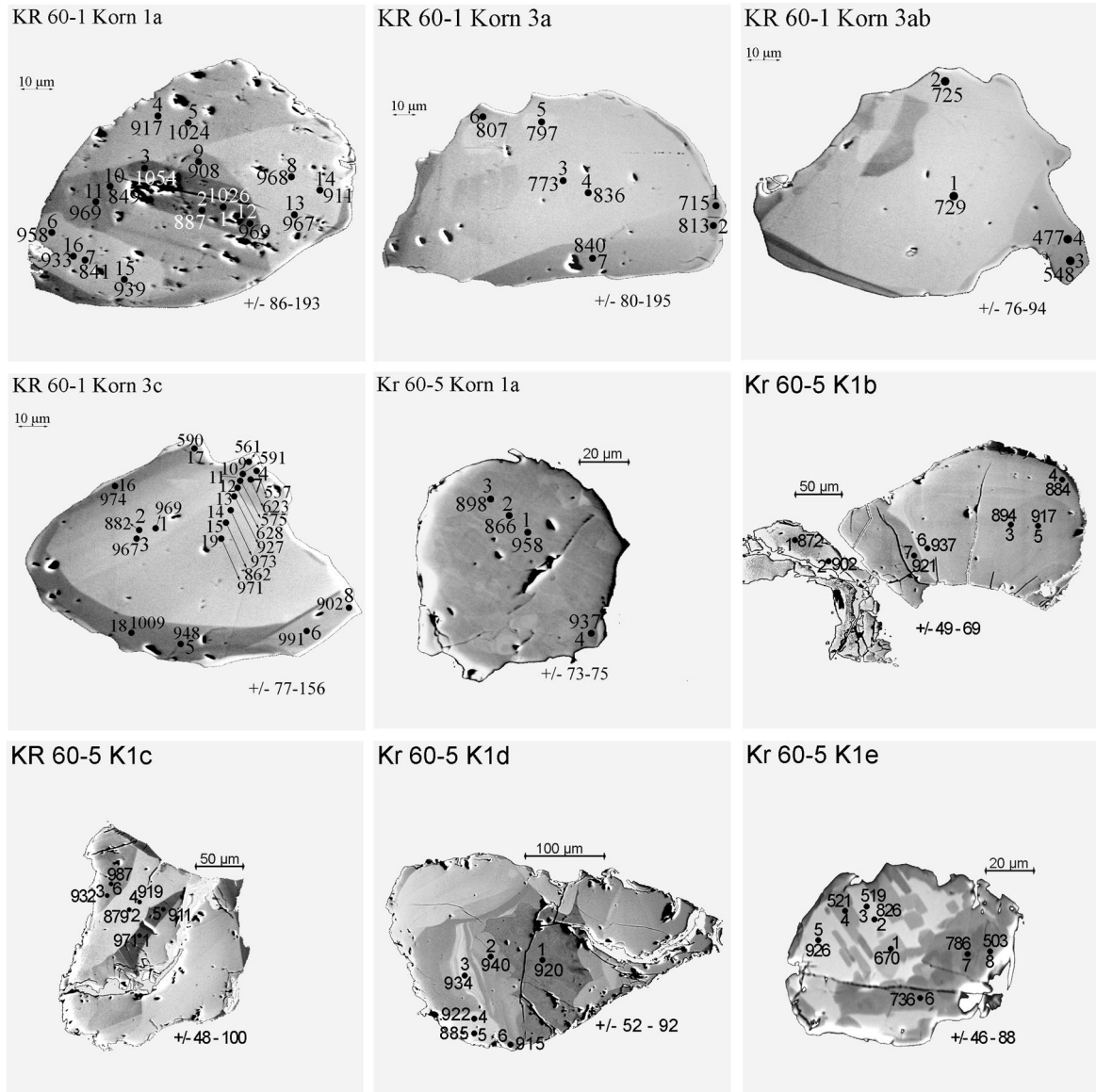


Abb. 7.29: KR 60-1, Enderbit und KR 60-5, Leptynit. Die vier Körner der Probe KR 60-1 zeigen unterschiedliche Alter, die im Text beschrieben werden. Die Körner aus der Probe KR 60-5 ergeben einheitliche Alter, lediglich Korn 1e ist deutlich jünger. Dessen orientiert-fleckiger Th-Zonarbau wurde nur in diesem Korn beobachtet.

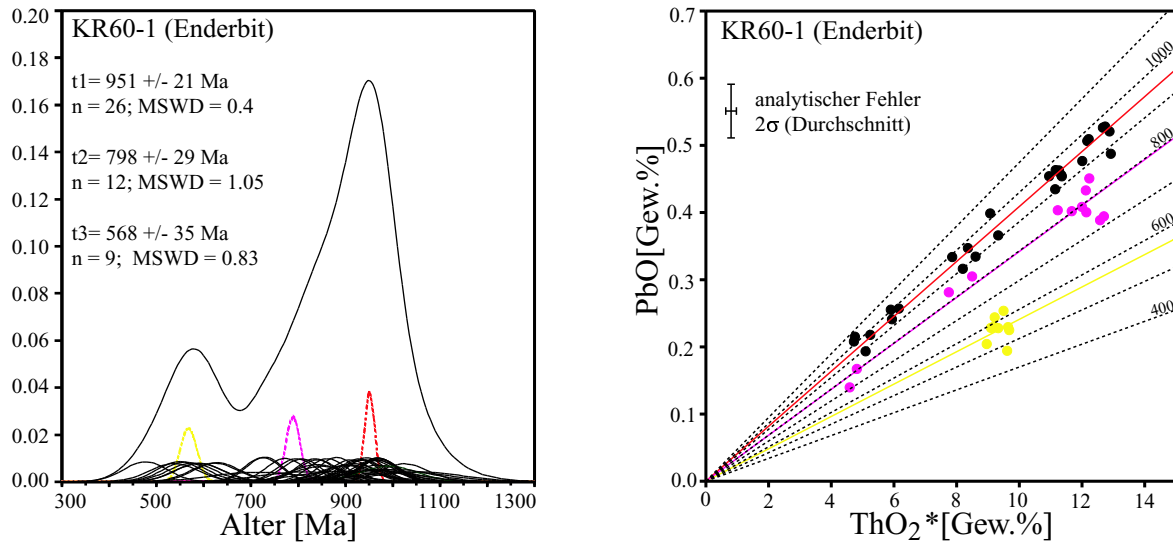


Abb. 7.30: Gewichtete Histogramm-Darstellung und Chime-Diagramm der Probe KR 60-1

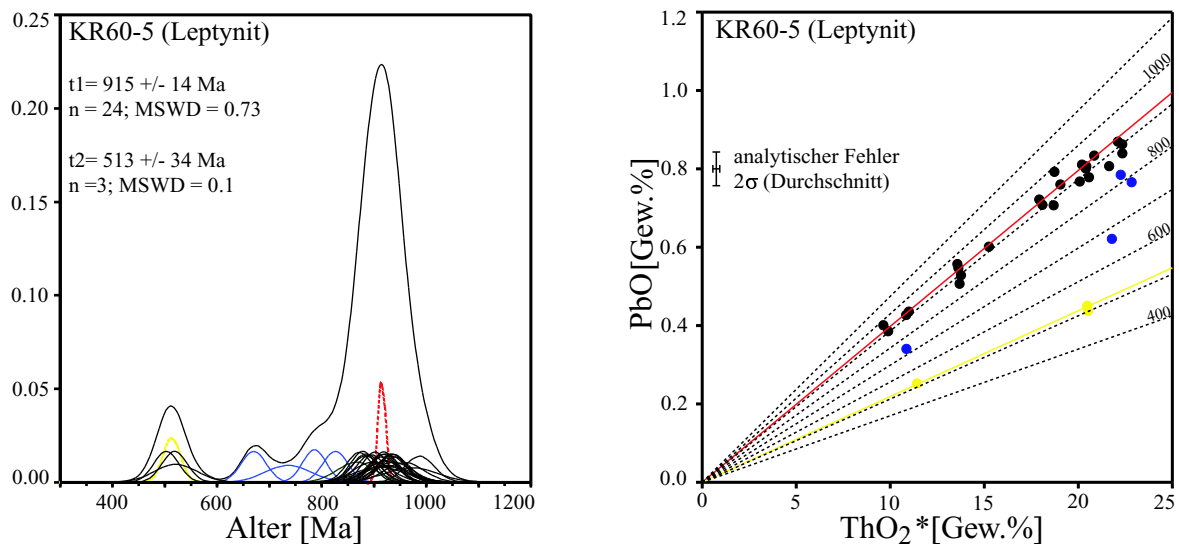


Abb. 7.31: Gewichtete Histogramm-Darstellung und Chime-Diagramm der Probe KR 60-5. Die Altersverteilung ist fast identisch zur Probe KR 61-2, die spätere Überprägung ist jedoch deutlich geringer als in der Enderbit-Probe. Eine mittlere Population wurde wegen der zu geringen Anzahl entsprechender Einzelalter nicht berechnet.

7.3.4 Anakapalle

Die Lokalität Anakapalle ist berühmt für ihre Sapphirin-führenden MgAl-Granulite, die ultrahochtemperierte Metamorphosebedingungen erfuhren. Die Paragenesen und teilweise exotischen Reaktionstexturen waren in den letzten Jahren Thema mehrerer Veröffentlichungen zur P,T-Entwicklung dieser Gesteine (Dasgupta u. a., 1994; Rickers u. a., 2001a). Die MgAl-Granulite treten als Xenolithe in basischen Granuliten magmatischer Herkunft auf. Die basischen Granulite und die Xenolithe wurden von felsischen Schmelzen intrudiert. Diese verursachte in unterschiedlichem Ausmaß eine metasomatische Überprägung der MgAl-Granulite, nachdem diese ihre peakmetamorphe Überprägung bereits erlebt hatten. Rickers u. a. (2001a) leiteten aus den Paragenesen und Reaktionstexturen dieser Gesteine eine komplexe retrograde P, T-Entwicklung ab. Peaktemperaturen von $>1000\text{ °C}$ bei etwa 10 kbar leiteten sie aus der reliktschen, grobkörnigen UHT-Paragenese ab (Grt, Opx, Spr, Spl und Rt). Die großen Opx- und Grt-Blasten wurden während einer anschließenden Phase nahezu isothermer Dekompression um 1–2 kbar teilweise von feinlamellaren Opx-Spr-Symplektiten verdrängt (Abb. 7.32). Die Infiltration felsischer Schmelzen (Metasomatose) führte zur Bildung von black-wall-Reaktionszonen mit der Paragenese Bt, Sil, Pl, Opx und Rt. Weitere Reaktionen und Gefügeveränderungen während retrograder, immer noch granulitfazialer Stadien sowie verschiedene Deformationsereignisse bewirkten eine zusätzliche Modifizierung des ohnehin schon komplexen petrographischen Erscheinungsbildes dieser Gesteine (Rickers u. a., 2001a).

Eine weitere Ausnahmestellung nehmen die MgAl-Granulite bezüglich ihrer Phosphatparagenese ein. Monazit ist extrem häufig und tritt in einigen Domänen sogar in modal bedeutenden Anteilen auf (Abb. 7.32). Es ist bemerkenswert, dass Monazit sowohl in den großen Granat- und Orthopyroxen-Körnern der Peak-Paragenese als auch in den Opx-Spr-Symplektiten auftritt (Abb. 7.32). Dies belegt, dass Monazit auch bei Temperaturen über 1000 °C existieren kann. Die meisten Monazite in den MgAl-Granuliten sind extrem Th-U-Pb arm und nicht zur EMS-Datierung geeignet (Abb. 5.5). Neben Monazit koexistiert häufig auch Xenotim, gelegentlich treten sogar symplektitische Verwachsungen auf, die auf gleichzeitiges Wachstum schließen lassen (Abb. 7.33a). Da diese Symplektite nur gelegentlich auftreten, separate Monazit- und Xenotim-Körner aber sehr häufig sind, handelt es sich vermutlich nicht um Entmischungs-Texturen. Monazit in den Symplektiten hat außerdem die gleiche exotische Zusammensetzung. Sie sind extrem reich an Y+SSEE und besitzen Th-Gehalte unterhalb der EMS-Nachweisgrenze.

In den Opx-Spr-Symplektiten tritt weiterhin in bis zu cm-großen Aggregaten das Phosphat Wagnerit ($(\text{Mg,Fe,Ca,Mn})_2[\text{PO}_4(\text{F,OH})]$) auf (Simmat u. a., 2000). Er ist häufig mit Monazit und Xenotim verwachsen (Abb. 7.33b). In Domänen mit intensiver Metasomatose durch die felsische Schmelze wird Wagnerit unter der Zufuhr von Ca^{2+} lokal von Apatit verdrängt.

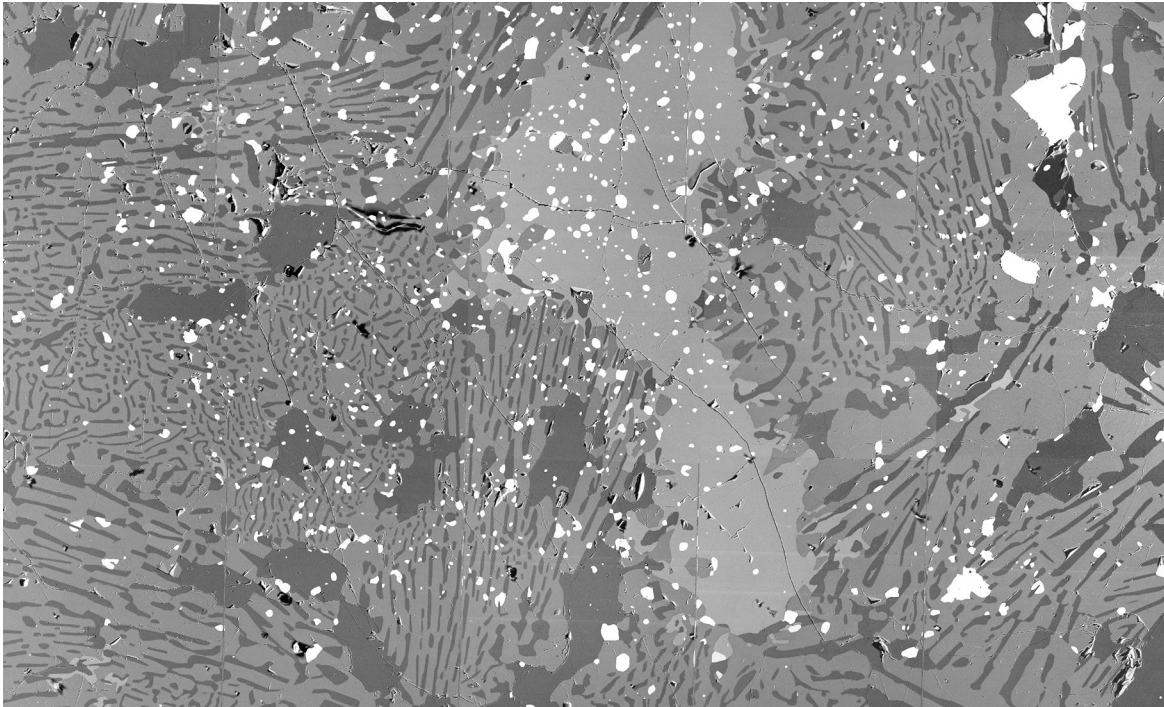


Abb. 7.32: KR 36-10, MgAl-Granulit. Für diese Abbildung wurden 8 BSE-Bilder zusammengesetzt, um das massenhafte Auftreten von Monazit (alle hellen Körner!) sowohl in Granat der Peakparagenese als auch in den Opx-Spr-Symplektiten der isothermen Dekompression zu dokumentieren. Bildausschnitt: 5×8 mm.

KR 36-16, MgAl-Granulit Die Probe KR 36-16 ist ein MgAl-Granulit, der deutlich von der Metasomatose beeinflusst ist und viel Sillimanit und Biotit enthält. Es existieren auch noch über cm-große Granatblasten der Peakparagenese sowie Dekompressions-Symplektite. Es wurden nur drei Körner gefunden, die Körner 1 u. 3 sind in einem der großen Granate eingeschlossen, Korn 2 ist in koronitischem Granat im Symplektit-Bereich eingeschlossen.

Die Probe wurde zweimal untersucht, einmal mit ($n=23$) und einmal ohne Y-Korrektur ($n=15$). Die drei Körner sind mit 2.2–9.8 Gew. % sehr Th-reich und unterscheiden sich dadurch deutlich von Monazit aus anderen MgAl-Granulit-Proben dieser Lokalität, in denen er massenhaft auftritt. Auch die Y-Gehalte sind im Monazit dieser Probe bis auf einige Domänen in Korn 2 viel geringer. In den BSE-Abbildungen (Abb. 7.34) sind die Ergebnisse beider Messblöcke eingetragen. Da jedoch die Y-Korrektur im Schnitt 35 Ma ausmacht, wurden in der statistischen Auswertung nur die korrigierten Messungen verwendet. Diese 23 Einzelalter ergeben eine Population mit einem Alter von 980 ± 25 Ma (Abb. 7.35). Der Verlauf der Summenkurve im

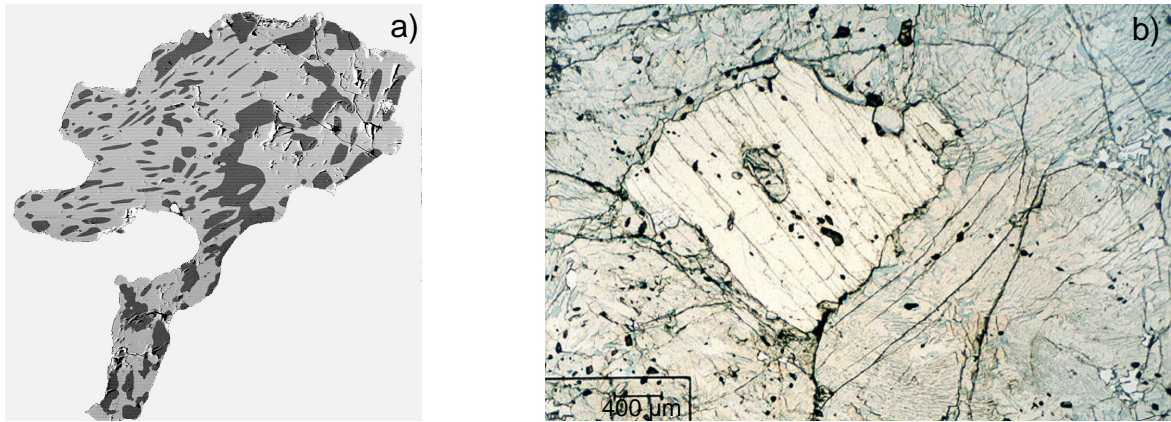


Abb. 7.33: Diese BSE-Abbildung zeigt (a) einen aus Monazit (hell) und Xenotim (dunkel) bestehenden Symplektit. Es könnte sich möglicherweise um einen einst homogenen Mischkristall handeln. Dagegen spricht jedoch, dass diese Symplektite in Vergleich zu homogenen Monazitkörnern sehr selten in der Probe enthalten sind. Aus dem Flächenverhältnis der beiden Graustufen ergibt sich, dass diese Schnittfläche zu 32.6 % aus Xenotim und zu 67.4 % aus Monazit besteht. (b) zeigt ein Wagnerit-Aggregat, das sich inmitten der UHT-Paragenese befindet, außerhalb des metasomatischen Einflussbereichs der felsischen Schmelze. Das Mg-Phosphat muss unter den UHT-Bedingungen stabil gewesen sein. Am Rand des Korns befinden sich kleine Monazit- und Xenotim-Körner

gewichteten Histogramm ist ungewöhnlich, denn sie fällt auf ihrer alten Seite flacher ab. Eine Alterszonierung der Körner ist aber nicht erkennbar. Das in koronitischem Granat eingeschlossene Korn 2 liefert die gleiche Spannbreite an Einzelaltern wie die beiden Körner, die in den Granat-Altkörnern eingeschlossen sind.

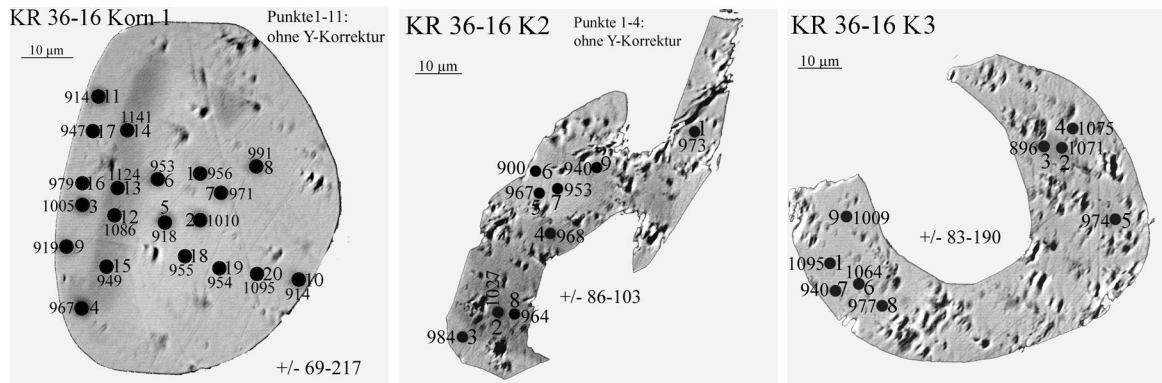


Abb. 7.34: KR 36-16, MgAl-Granulit. Die BSE-Abbildungen der drei untersuchten Körner dieser Probe geben keine Hinweise auf Alterszonierungen. Jüngere und ältere Einzelalter sind gleichmäßig verteilt. Korn 3 umschließt sichelförmig ein großes Rutilkorn.

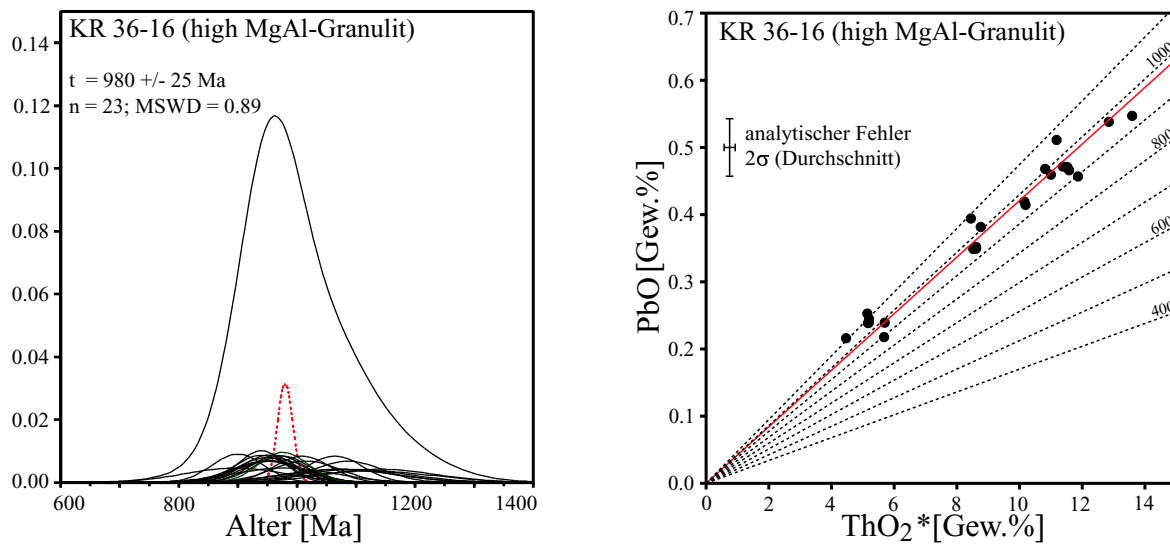


Abb. 7.35: Gewichtete Histogramm-Darstellung und Chime-Diagramm der Probe KR 36-16. Die 23 Einzelalter der Y-korrigierten Messungen streuen über einen breiten Bereich, viele haben jedoch einen großen individuellen Fehler bis zu 217 Ma.

KR 58-10, MgAl-Granulit Diese Probe ist der vorhergehenden sehr ähnlich. Neben grobkörnigen Mineralen der Peak-Paragenese nehmen Dekompressions-Symplektite einen großen Anteil des Gesteins ein, aber auch Sillimanit-reiche, metasomatisch beeinflusste Domänen kommen vor. Monazit ist im Vergleich zu KR 36-16 viel häufiger, sowohl in großen Granaten der UHT-Paragenese als auch in den Spr-Opx-Symplektit-Domänen. Er enthält jedoch deutlich niedrigere Th-U-Pb-Konzentrationen, die eine EMS-Datierung gerade noch ermöglichen. Die Fehler der Einzelalter liegen jedoch bei etwa ± 400 Ma. Offenkundlich besteht ein Zusammenhang zwischen modalem Anteil von Monazit und dessen Gehalt an Thorium. In der extrem Monazit-reichen Probe KR 36-10 (Abb. 7.32) liegt der Th-Gehalt im Monazit sogar unterhalb der EMS-Nachweisgrenze (Abb. 5.5). Die Y-Korrektur hat einen durchschnittlichen Einfluss von 210 Ma.

Es wurden 19 Punkte gemessen, von denen 10 in zwei Körnern dargestellt sind (Abb. 7.37). Diese beiden Körner befinden sich zwischen den Symplektiten, die übrigen untersuchten Körner sind im Granat der ersten Generation eingeschlossen. Die Einzelalter bilden statistisch gesehen eine Population, für die sich ein Alter von 1005 ± 56 Ma ergibt (Abb. 7.36). Die Alter der Proben KR 36-16 und KR 58-10 stimmen sehr gut überein.

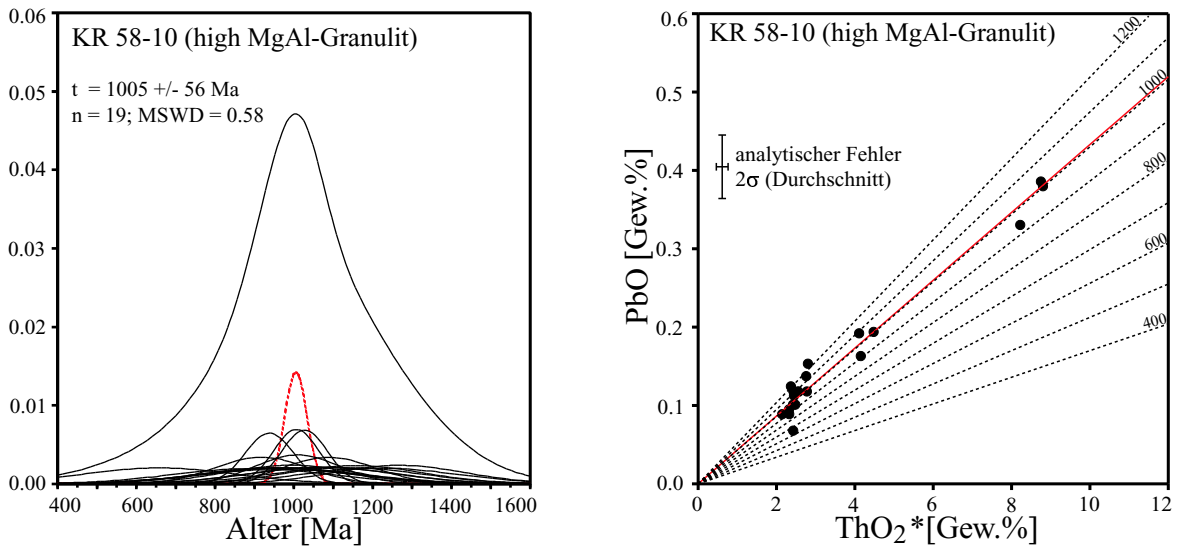


Abb. 7.36: Gewichtete Histogramm-Darstellung und Chime-Diagramm der Probe KR 58-10. Aufgrund der großen Fehler der Einzelalter (oft ± 400 Ma!) streuen die beobachteten Einzelalter sehr breit, gehören aber statistisch zu einer Population.

KR 58-15, Charnockit Die Probe KR 58-15 stammt von dem Charnockit, der die basischen Granulite mit den darin enthaltenen MgAl-Xenolithen intrudiert. Der Mineralbestand ist der eines typischen Charnockits: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Orthopyroxen und Granat und sehr wenig Biotit. Das Gefüge dieser Probe ist deformiert und kaum getempert.

Die Messungen wurden noch in der Anfangszeit durchgeführt und sind daher nicht Y-korrigiert, außerdem gibt es keine BSE-Abbildungen. Das sehr niedrige U/Th-Verhältnis in den Monaziten spricht jedoch für niedrige Y-Gehalte. Es wurden 24 Punkte auf mehreren Körnern gemessen, die zum Teil in Granat eingeschlossen sind, zum Teil in der felsischen Matrix auftreten. Die Punkte ergeben statistisch eine einzige Population mit einem Alter von 903 ± 24 Ma.

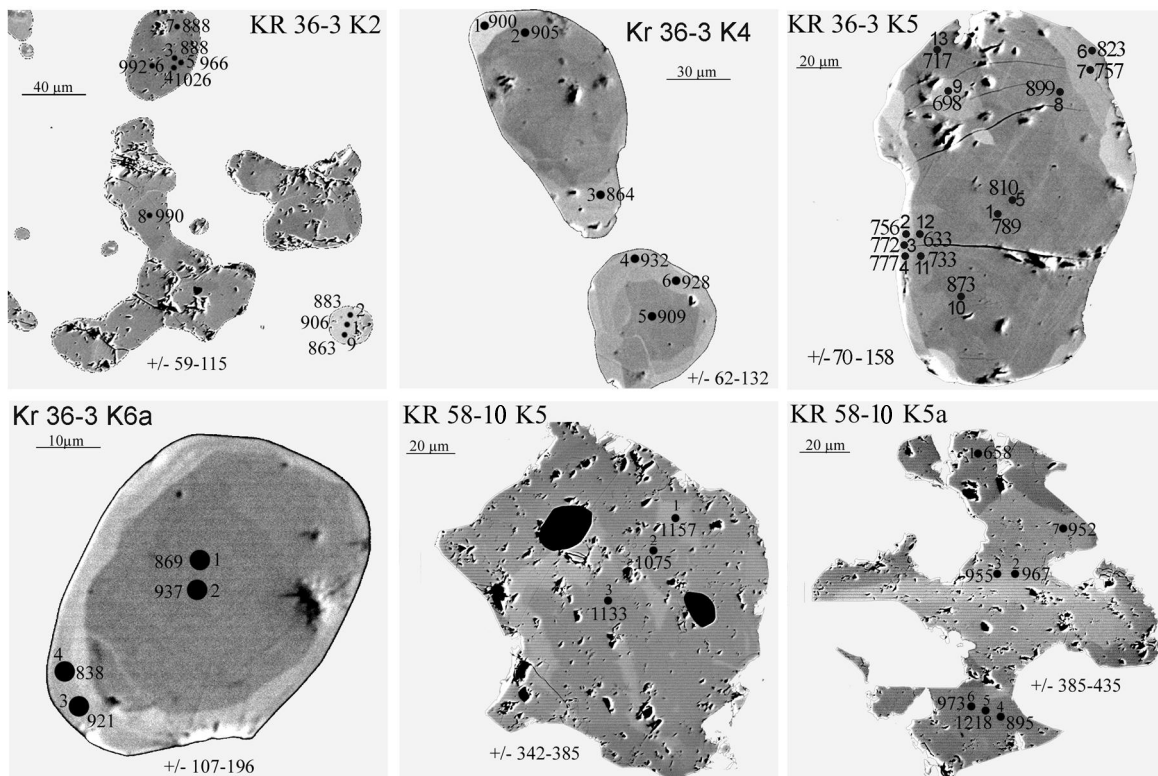


Abb. 7.37: Zusammestellte BSE-Aufnahmen der untersuchten Körner aus dem Leptynit KR 36-3 und dem MgAl-Granulit KR 58-10. Die Körner 2, 4 und 6a sind in Granat eingeschlossen und deutlich älter als das Matrix-Korn 4. Die Monazitkörner aus der Probe KR 58-10 befinden sich zwischen Opx-Spr-Symplektiten.

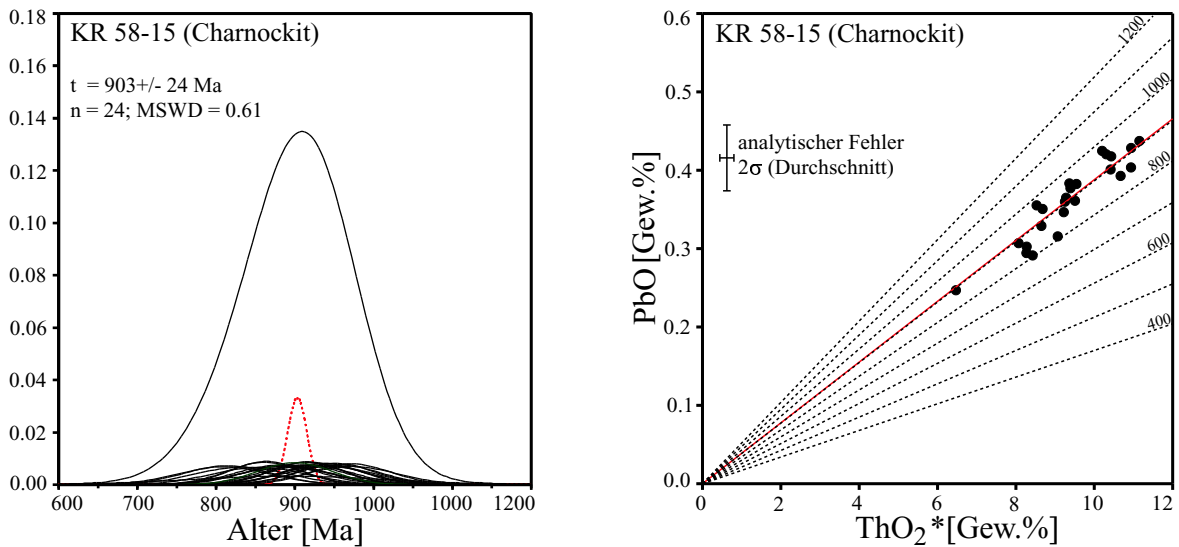


Abb. 7.38: Gewichtete Histogramm-Darstellung und Chime-Diagramm der Probe KR 58-15. Die EMS-Alter ergeben eine fast symmetrische Summenkurve.

KR 36-6, Charnockit Diese Charnockit-Probe besteht aus den Hauptmineralen Quarz, Mesoperthit und Orthopyroxen, Granat fehlt. Sie wurde intensiv deformiert und hat dadurch ein feinkörniges Gefüge. Der Orthopyroxen ist sehr frisch, sekundärer Biotit oder andere Hydrosilikate fehlen völlig. Neben Monazit und Zirkon enthält die Probe auch Perrierit $((\text{Ce}, \text{La}, \text{Ca})_4(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_3\text{Si}_4\text{O}_{22})$ als akzessorisches Mineral. Dieses Mineral wurde schon von Grew und Manton (1986) aus Anakapalle beschrieben und datiert, es lieferte ein U-Pb-Alter von ca. 980 Ma.

Es wurden 4 Körner mit insgesamt 16 Punkten untersucht. Das Ergebnis unterscheidet sich drastisch von den übrigen Anakapalle-Proben. Neben wenigen Einzelaltern um 900 Ma treten überwiegend sehr junge Alter auf, von denen 10 Einzelalter eine Population von 619 ± 32 Ma ergeben. Die Summenkurve im gewichteten Histogramm zeigt einen sehr untypischen Verlauf, sie fällt nämlich auf ihrer älteren Seite sehr flach und unregelmäßig. Ursache sind reliktsche Alter von 900–1000 Ma. Es ist nicht erkennbar, weshalb diese Probe wesentlich jüngere Monazit-Alter ergibt als andere Proben dieser Lokalität.

KR 36-3, Leptynit Dieser Leptynit unterscheidet sich von den Charnockiten sehr deutlich durch das Fehlen von Orthopyroxen. Die Probe ist außerdem sehr quarzreich, die Kalifeldspäte sind perthitisch, enthalten aber deutlich weniger entmischten Plagioklas als die Mesoperthite der Charnockite. Im Handstück ist es ein weißes Quarz-Feldspat-Gestein mit zahlreichen Granatkristallen. Im Dünnschliff erweist

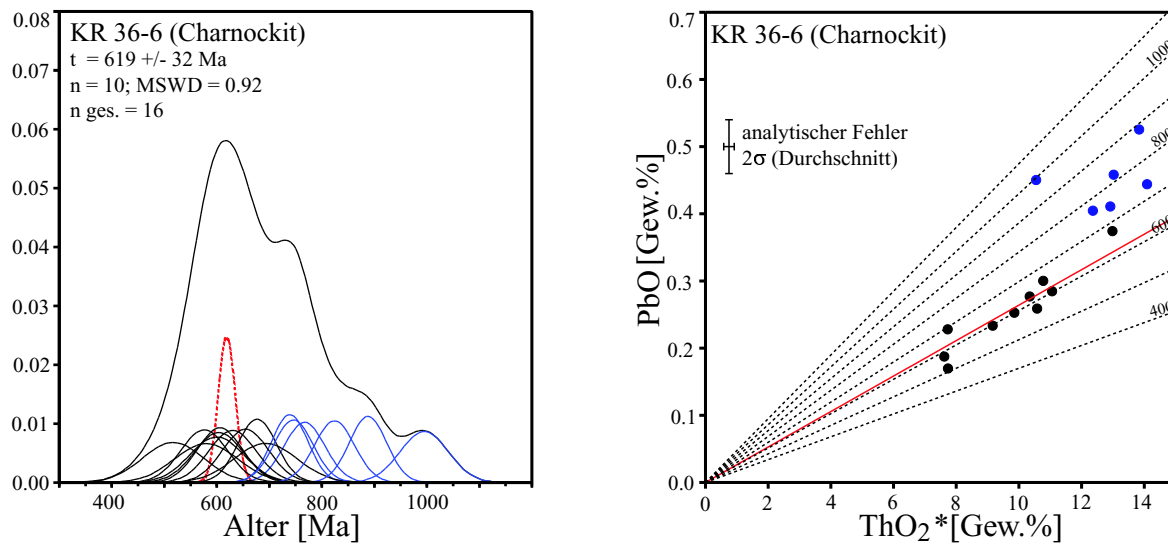


Abb. 7.39: Gewichtete Histogramm-Darstellung und Chime-Diagramm der Probe KR 36-6. Die Summenkurve der 16 Einzelalter der Charnockit-Probe KR 36-6 ist sehr unterschiedlich verglichen mit den anderen Proben dieser Lokalität. Alter von 900–1000 Ma sind nur noch reliktmäßig vorhanden, eine starke Überprägung fand vor etwa 620 Ma statt.

sich der Granat als sehr ähnlich zu dem Granat der Peak-Paragenese in den MgAl-Granuliten. Er enthält zahlreiche kleine Körner von Orthopyroxen, Rutil, Monazit und gelegentlich auch Sapphirin. Dies deutet darauf hin, dass die Grt-Einschlüsse aus den MgAl-Granuliten stammen. Die Probe ist nur sehr wenig deformiert. Die statistische Auswertung der 32 Einzelalter ergibt zwei Alterspopulationen. Die ältere hat ein Alter von 907 ± 22 Ma, die jüngere ein für die Region untypisches Alter von 750 ± 29 Ma. Die jüngeren Alter treten ausschließlich in einem Matrixkorn auf (Korn 5, Abb. 7.37). Die übrigen Körner sind alle in Granat eingeschlossen und ergeben die ältere Population. In der gewichteten Histogramm-Darstellung und im Chime-Diagramm ist die jüngere Population gut erkennbar (Abb. 7.40).

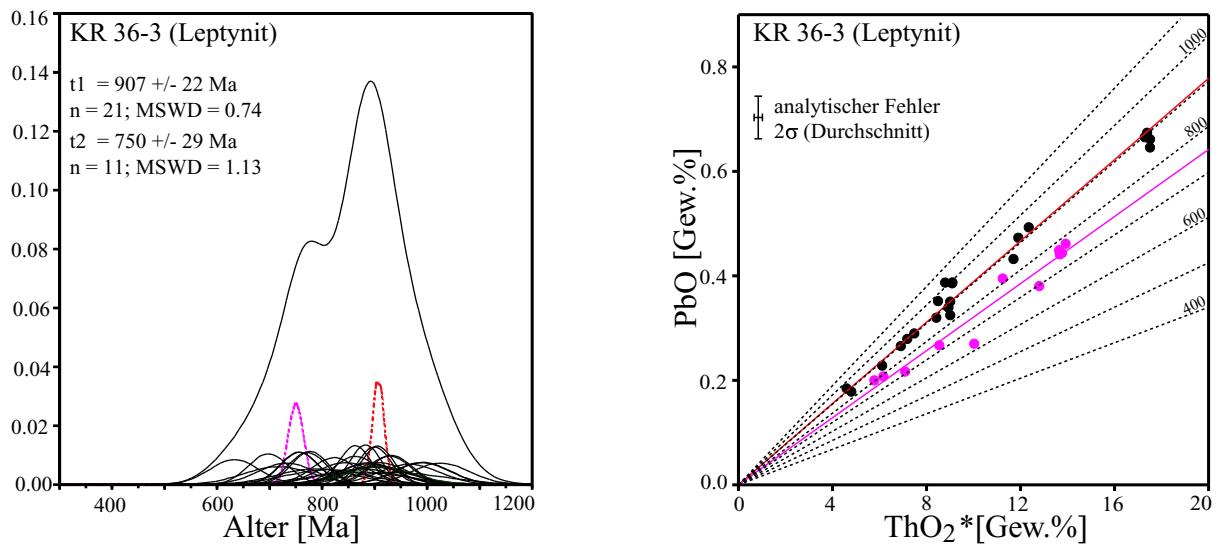


Abb. 7.40: Die zweite Population von $750 \pm 29 \text{ Ma}$ ist untypisch für diese Region des EGB, sie ist eher mit verschiedenen Proben der Chilka-Lake-Region vergleichbar.

Tab. 7.4: EMS-Alter der Region Rayagada-Bobbili

Probe	Gestein	Region	Ele.	K	n g.	Population	n
EG 7-1	porph. Granit	S. Bobbili	17	3	19	$t_1=1011\pm 45$ Ma	6
						$t_2= 874\pm 29$ Ma	13
R 16c	Khondalit	SE. Rayagada	17	5	20	$t= 946\pm 27$ Ma	17
						(813–692 Ma)	3
KR 65-4	rest. Metapel.	Chipurupalle	11	8	45	$t_1= 956\pm 19$ Ma	23
						$t_2= 516\pm 19$ Ma	20
						(741, 637 Ma)	2
KR 65-7	Migmat. Gneis	Chipurupalle	3	3	14	$t_1= 856\pm 33$ Ma	10
						$t_2= 522\pm 54$ Ma	4
KR 65-9	Pegmat., Mnz	Chipurupalle	17	1	22	$t= 502\pm 22$ Ma	22
KR 65-9	Pegmat., Pech	Chipurupalle	17	1	13	$t= 518\pm 3$ Ma	13
KR 67-2	Aplit	Srikakulam	17	3	35	$t_1= 888\pm 35$ Ma	26
						$t_2= 521\pm 27$ Ma	9
KR 67-3 alte	Pegmatit	Srikakulam	17	9	25	$t=515\pm 18$ Ma	25
			3	4	12	$t=512\pm 30$ Ma	12
KR 68-1	Leukosom	S. Tekkali	13	9	17	$t=965\pm 22$ Ma (887, 844 Ma)	15 2

7.4 Zentral-südlicher Bereich des EGB

EG 7-1, Porphyrischer Granit. Die Probe EG 7-1 stammt von einem porphyrischen Granitoid etwa 10 km NW von Salur. Sie besteht aus einer Quarz-Plagioklas-Matrix und cm-großen, porphyrischen Mikroklin-Einsprenglingen. Außerdem tritt Granat in Form cm-großer Blasten und poikiloblastischer Aggregate auf sowie sperrige Biotit-Aggregate. Das Korngefüge wurde deformiert und anschließend gut getempert. Allanit kommt als akzessorische Phase vor, alle Körner sind völlig metamikt. Die Anwesenheit von Karbonat und die gelegentliche Chloritisierung von Biotit zeigen eine späte Fluid-Wechselwirkung an.

Die Monazitkörner sind in Granat eingeschlossen. In Paragenese mit Allanit wurde kein Monazit beobachtet. Es wurden 19 Punkte auf 3 Körnern gemessen (Abb. 7.41). Korn 1 zeigt eine schwach ausgeprägte, konzentrische Th-Zonierung, was auf Kristallisation aus einer Schmelze deutet. Die beiden anderen Körner sind im Inneren homogen; Korn 1b hat jedoch stellenweise einen Saum mit leicht erhöhtem Th-Gehalt. Die Einzelalter ergeben statistisch zwei Populationen mit Altern von 1011 ± 45 Ma ($n=6$) und

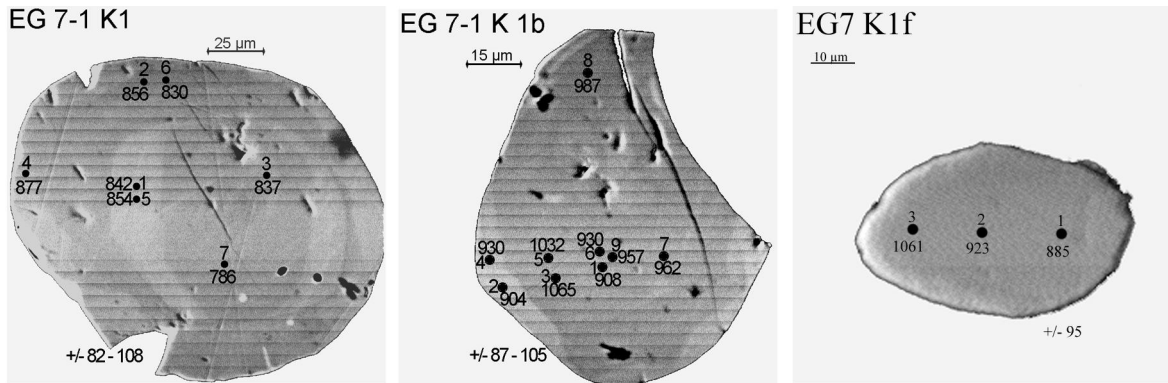


Abb. 7.41: BSE-Abbildungen der drei untersuchten Körner aus dem porphyrischen Granitoid EG 7. Nur K 1 enthält keine Einzelalter der älteren Population.

874±29 Ma (n=13) (Abb. 7.42). In Korn 1, das in einem rissigen Granatkorn eingeschlossen ist, wurden nur Einzelalter der jüngeren Population beobachtet. Die Körner 1 b und 1 f sind besser von Granat umschlossen (ohne Risse) und enthalten die zur älteren Population gehörenden Einzelalter, aber auch einige der jüngeren. Dieser Befund unterstützt die statistische Definition zweier Alterspopulationen. Das jüngere Korn 1 unterscheidet sich chemisch nicht von den beiden anderen Körnern.

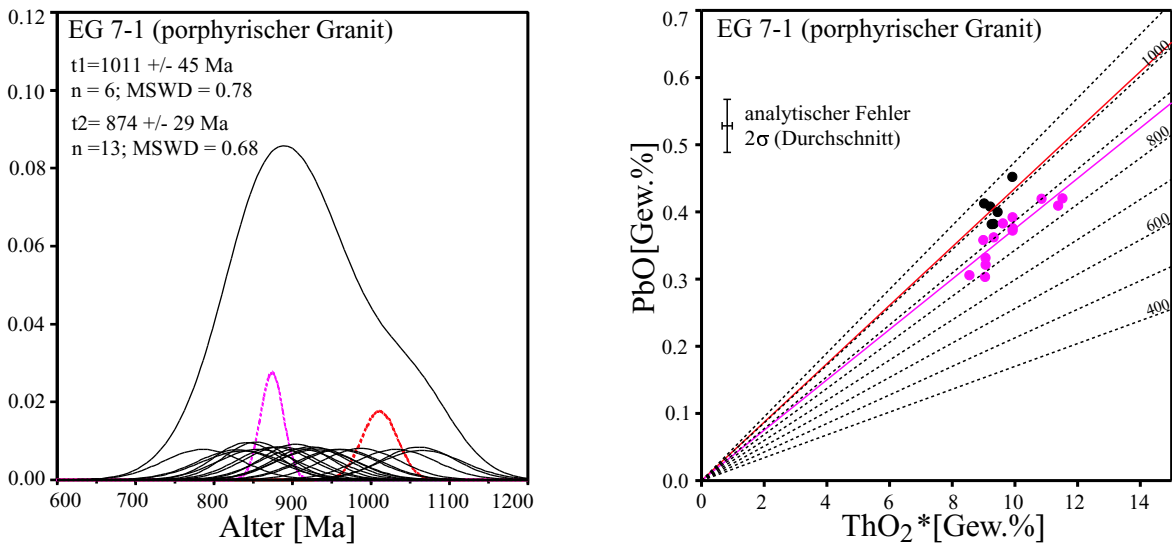


Abb. 7.42: Gewichtete Histogramm-Darstellung und CHIME-Diagramm der Probe EG 7-1. Sowohl der Verlauf der Summenkurve als auch die statistische Auswertung deuten auf zwei Alterspopulationen.

R 16c, Khondalit Diese Khondalit-Probe stammt von einer Lokalität etwa 20 km südöstlich von Rayagada. Es ist ein typischer Khondalit mit viel Sillimanit, Quarz, Granat, Kalifeldspat und Biotit. Die Probe ist sehr frisch, es gibt keine Alterationserscheinungen. Monazit befindet sich in der Qz-Sil-Matrix oder in Biotit. Im Schlibbereich treten keine Monazit-Einschlüsse im Granat auf. Es wurden 20 Punkte auf 5 Körnern gemessen, von denen drei in Abb. 7.43 dargestellt sind. In der gewichteten Histogramm-Darstellung (Abb. 7.44) wird offenbar, dass die Einzelalter hauptsächlich einer Population angehören. Allerdings deutet sich eine schwache Überprägung der Monazite zu einem späteren Zeitpunkt an. Betroffen ist besonders K 6, welches in Biotit eingeschlossen ist. Diese jüngeren Einzelalter wurden ausgeschlossen, die restlichen 17 bilden statistisch eine Population mit einem Alter von 946 ± 27 Ma.

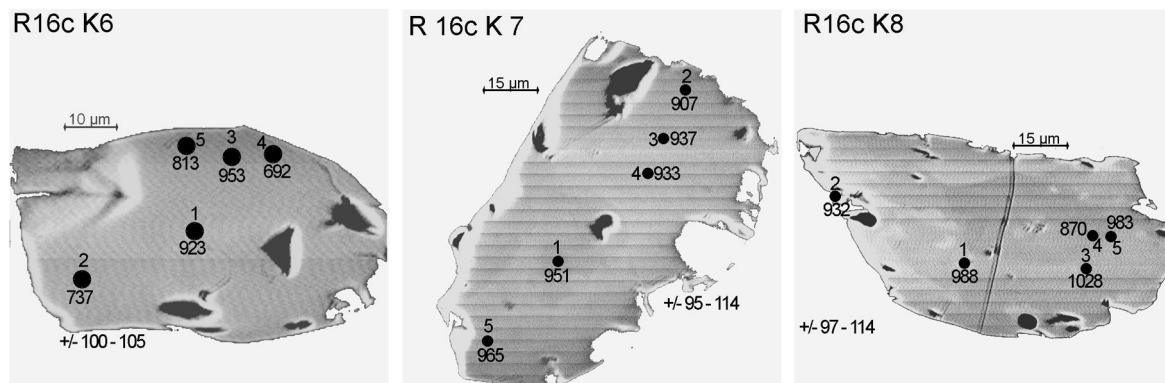


Abb. 7.43: BSE-Abbildungen von drei der insgesamt 5 untersuchten Körner der Khondalit-Probe R 16c. Die drei junge Einzelalter aus Korn 6 wurden ausgesondert, bei den übrigen Körnern lassen sich keine Altersunterschiede feststellen.

7.4.1 Region Chipurupalle

In der Region um Chipurupalle kommen neben porphyrischen Granitoiden auch suprakrustale Einheiten vor. Diese bestehen aus pelitisch- bis psammitisch zusammengesetzten Gneisen, die in Assoziation mit Leptyniten einen migmatischen Komplex bilden. Blauquarz tritt nicht auf. Später intrudierten diskordante Pegmatite.

KR 65-4, restitische Metapelit-Enklave im Leptynit Die Probe KR 65-4 wurde einer dm-großen restitischen Metapelit-Enklave im Leptynit entnommen. Es ist eine sehr heterogene Probe, in der sowohl Pl-Bt-dominierte als auch Bt-Crd-Grt-Qz-reiche Domänen auftreten. Außerdem existieren Grt-Qz-reiche (leptynitische) Segregate mit nur wenig Biotit. Selten tritt herzynitischer Spinell zusammen mit Cordierit auf. Das Gefüge ist grobkörnig in den leptynitischen Domänen, dagegen eher

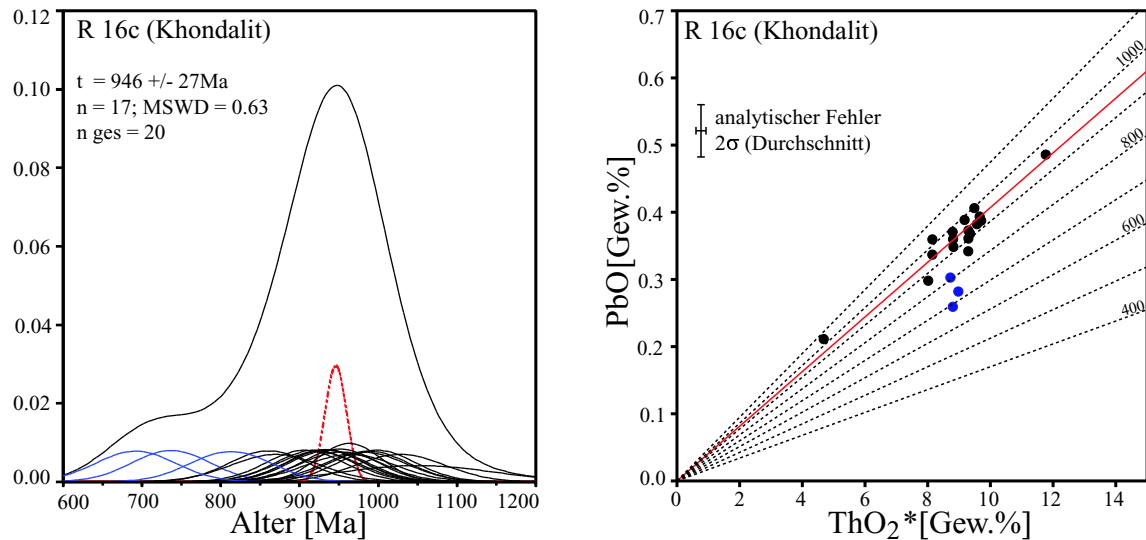


Abb. 7.44: Gewichtetes Diagramm und Chime-Darstellung der Einzelalter der Khondalit-Probe R 16c. Der Zeitpunkt einer schwachen Überprägung von Korn 6 ist anhand von drei streuenden Einzelaltern nicht zu ermitteln.

feinkörnig in den anderen Bereichen. Das Gestein zeigt ein granoblastisches Gefüge und wurde nur schwach von einer späten Deformation erfasst. Verbogene Biotite oder Pl-Deformations-Zwillinge sind selten, Quarz ist jedoch häufig gefeldert.

Die Probe enthält viel Monazit, besonders in den Crd-reichen Domänen. Die Körner sind meist in Biotit, Granat oder Cordierit eingeschlossen, kommen aber gelegentlich auch in der intergranularen Matrix vor. Es wurden 45 Punkte auf 8 Körnern gemessen. BSE-Abbildungen existieren nicht. Anhand der gewichteten Histogramm-Darstellung (Abb. 7.45) wird deutlich, dass die Einzelalter zu zwei verschiedenen Populationen gehören. Die Probe unterscheidet sich dadurch deutlich von den vorherigen. Die statistische Auswertung ergibt zwei Populationen mit Altern von 952 ± 19 ($n=23$) und 516 ± 19 Ma ($n=20$). Nur zwei mittlere Einzelalter treten auf, die verworfen wurden. Die Einzelalter der jungen Population treten an scharf begrenzten Domänen an Kornrändern auf oder in homogenen Körnern ohne alten Kern. Die analysierten Punkte mit den jungen Einzelaltern besitzen alle eine sehr homogene Zusammensetzung, im Gegensatz zu den Analysen der älteren Einzelalter. In Abb. 7.46 sind exemplarisch die Elemente Yttrium und Thorium gegen das Alter der einzelnen Analysenpunkte aufgetragen. Die jungen Domänen und Körnern bilden offenbar eine eigene Monazit-Generation.

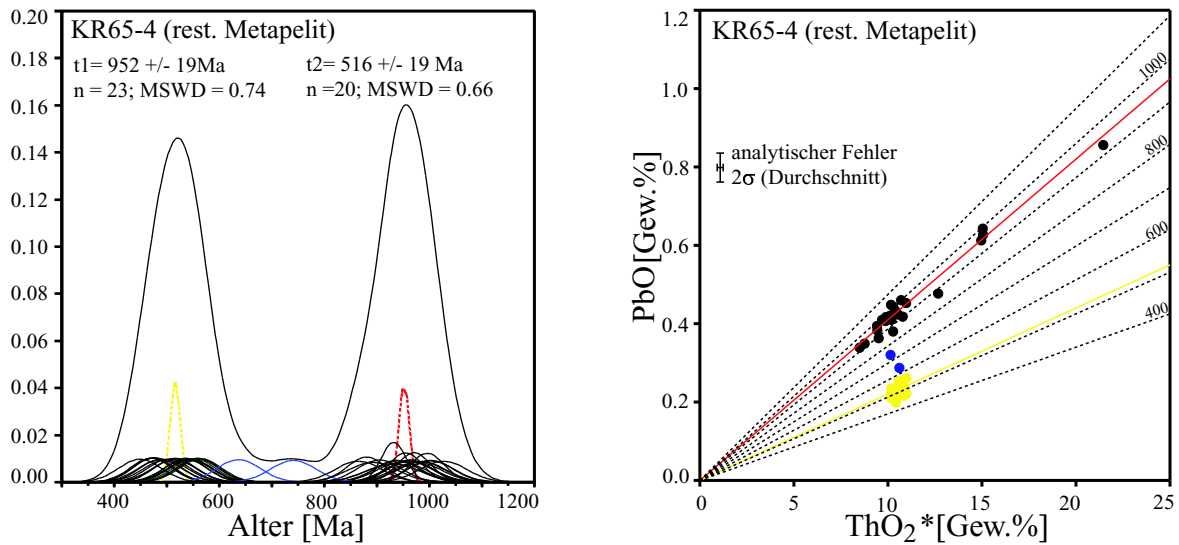


Abb. 7.45: Gewichtete Histogramm-Darstellung und CHIME-Diagramm der Probe KR 65-4. Die Monazit-Alter des restitischen Metapelites KR 65-4 ergeben zwei klar voneinander getrennte Alterspopulationen. Mittlere Einzelalter treten kaum auf. Pb-Diffusion kann daher nicht die Ursache zur Bildung der jungen Domänen sein.

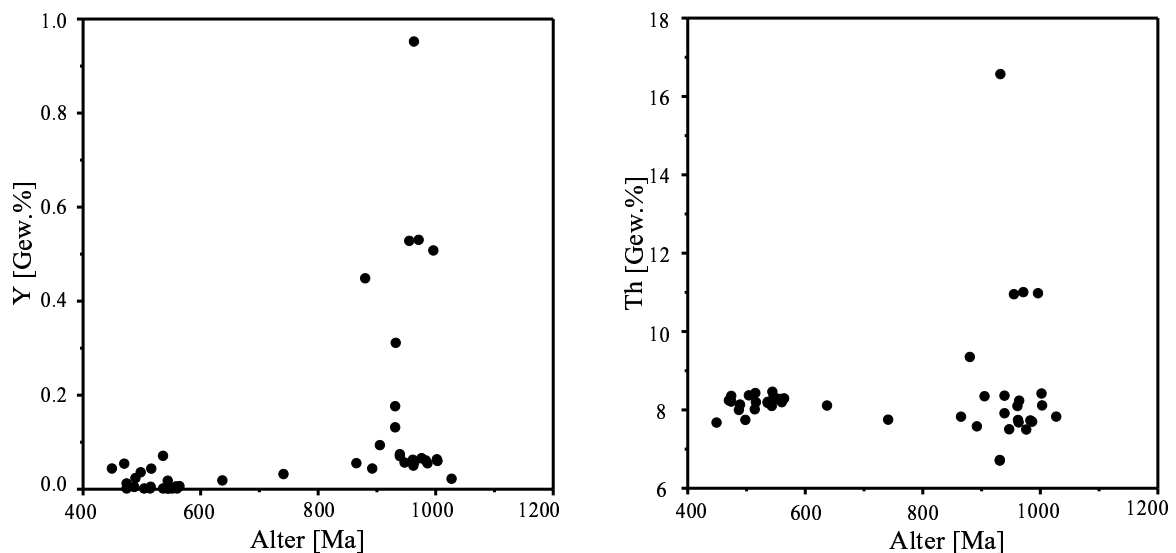


Abb. 7.46: Y- und Th-Gehalte im Monazit KR 65-4. Sowohl die Yttrium- als auch die Th-Gehalten der Analysenpunkte der jüngeren Alterspopulation zeichnen sich durch Homogenität aus, im Gegensatz zu den Analysenpunkten der älteren Population. Es existieren offensichtlich zwei unterschiedliche Monazit-Generationen.

KR 65-7, migmatitischer Gneis Die Probe KR 65-7 ist ein migmatitischer Gneis, der im wesentlichen aus ehemaliger Schmelze besteht, aber auch restitische Domänen enthält. Der Mineralbestand der Leukosom-Domänen ist Qz, Kf (schwach perthitisch) und Grt, in restitischen Domänen dagegen Sil, Crd, Pl, Grt, etwas Bt und Erz. Das granoblastische Gefüge ist grobkörnig (Leukosom) bis feinkörnig (Restit) und kaum deformiert. Im Leukosom-Bereich treten sehr grobkörnige Monazite auf, die bis zu 1 mm große Aggregate bilden. Im restitischen Bereich sind die Monazite kleiner und treten sowohl in Granat eingeschlossen als auch intergranular auf. Die Analysen wurden noch mit dem 3-Elemente-Programm durchgeführt, daher sind Altersdaten nicht Y-korrigiert und es konnten noch keine BSE-Abbildungen aufgenommen werden. Die 14 Punkte wurden auf einem der grobkörnigen Monazit-Aggregate im Leukosom-Bereich analysiert. Die Einzelalter ergeben in der gewichteten Histogramm-Darstellung zwei deutlich voneinander getrennte Maxima (Abb. 7.47), ähnlich wie bei KR 65-4. Die statistische Auswertung ergibt zwei Populationen, die Alter von $t_1=856\pm 33$ und $t_2=522\pm 54$ Ma besitzen.

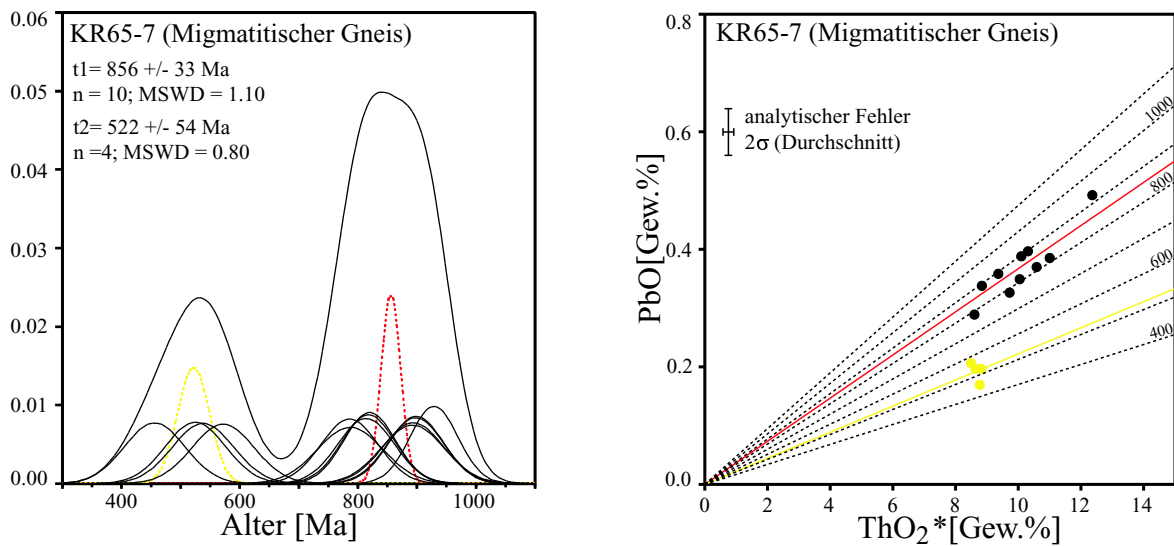


Abb. 7.47: Gewichtete Histogramm-Darstellung und CHIME-Diagramm der Probe KR 65-7. Die Probe KR 65-7 ergibt zwei Alterspopulationen, wobei t_1 etwa 100 Ma jünger als in Probe KR 65-4 der gleichen Lokalität ist. Die t_2 -Populationen der beiden Proben stimmen sehr gut überein.

KR 65-9, Pegmatit Die Pegmatit-Probe KR 65-9 ist besonders interessant, da neben Monazit auch Pechblende in Paragenese mit cm-großen gelben Apatit-Aggregaten auftritt, die beide mit der EMS datiert werden konnten. Das Gefüge ist riesenkörnig:

Kalifeldspat, Quarz, Biotit erreichen gelegentlich 10 cm Größe. Die Altersdaten des Monazits und der Pechblende (EMS-Alter und U-Pb-Alter) wurden schon im Kapitel 4 beschrieben, sie liegen übereinstimmend bei 500–520 Ma (Kapitel 4).

7.4.2 Srikakulam

KR 67-2, aplitischer Gang im porphyrischen Granit. An dieser Lokalität bei Srikakulam wird ein porphyrischer Granit abgebaut, der von zahlreichen, bis 2 m mächtigen Apliten und Pegmatiten durchschlagen wird. Die Probe KR 67-2 stammt aus einem der feinkörnigen Gänge. Deren Hauptminerale sind Kalifeldspat (z. T. größere, leicht perthitische Augen), Quarz und Plagioklas. Das Gestein weist durch sein grünliches Aussehen und durch das Auftreten von Orthopyroxen charnockitische Merkmale auf. Der Orthopyroxen ist stark alteriert und in sekundären Biotit umgewandelt. Außerdem enthält die Probe cm-große, poikiloblastische Granate. Das Korngefüge ist deformiert, besonders entlang von Scherbahnen. An den Kornrändern der Altkörner fand dynamische Rekristallisation statt.

Im Dünnschliff treten alle Monazitkörner intergranular auf. Zwei der drei untersuchten Körner (K 2 und K 2b, Abb. 7.48) besitzen Th-reiche Ränder, die Alter um 520 Ma ergeben. Die inneren Bereiche dieser Körner, sowie das dritte Korn (K 4), lie-

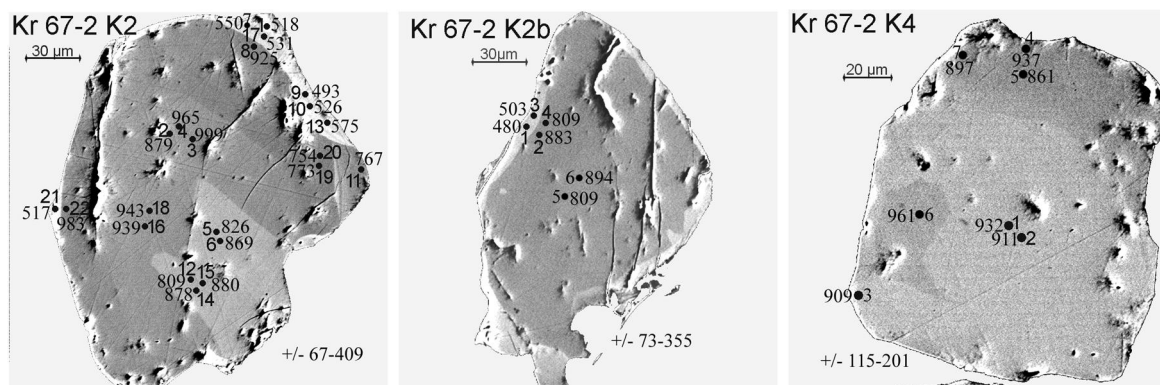


Abb. 7.48: BSE-Abbildungen von Monazit in KR 67-2. Zwei der drei untersuchten Körner besitzen Th-reiche Ränder, die Alter um 520 Ma ergeben und somit dem Alter der jüngeren Population der Probe KR 67-2 entsprechen. Der Übergang zwischen den Altersdomänen ist scharf.

fern breit streuende Einzelalter zwischen etwa 1000 und 750 Ma. Diese alten Bereiche zeichnen sich durch geringe bis sehr geringe ThO_2^* -Gehalte aus, so dass die Fehler der Einzelalter bis über 400 Ma reichen. Dies ist eine der wenigen Proben, in denen die Th-Zonierung streng mit einer Alterszonierung korreliert (Abb. 7.49). Die statistische Auswertung ergibt zwei Populationen: $t_1=888\pm 35$ Ma, $t_2=521\pm 27$ Ma (Abb. 7.50).

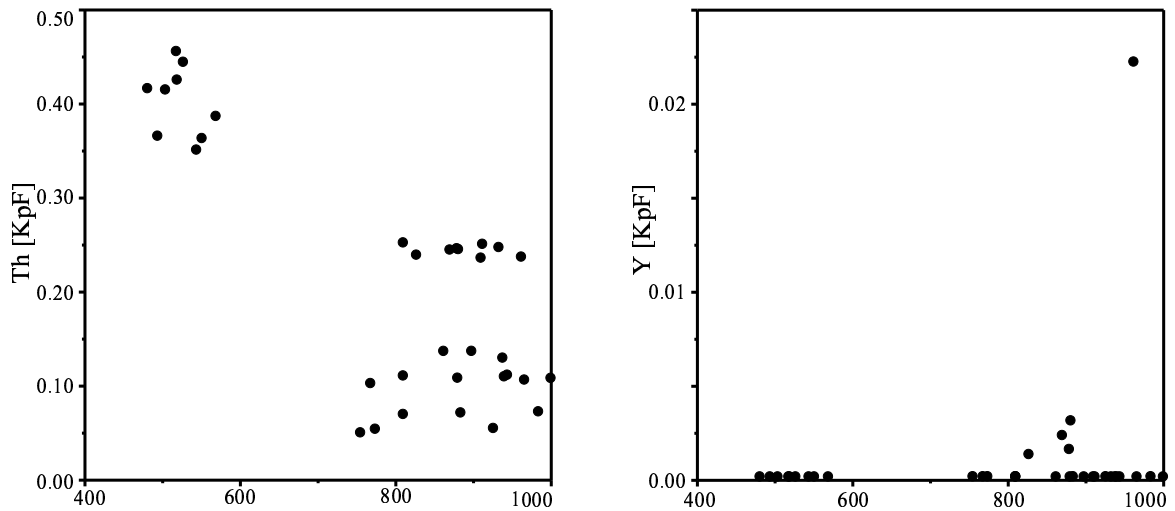


Abb. 7.49: Y- und Th-Gehalte im Monazit KR 67-2. Die zur jüngeren Population gehörenden Einzelalter zeigen deutlich höhere Gehalte an ThO_2 (Th-reiche Ränder). Die Y-Gehalte sind dagegen generell fast null, bis auf einige Ausnahmen bei den älteren Einzelaltern. Der zur Bildung des Th-reichen Randes wirksame Mechanismus könnte sowohl Anwachsen als auch Alteration (Poitrasson u. a., 1996) sein.

KR 67-3, Pegmatit im porphyrischen Granit. Die Probe KR 67-3 wurde einem der Pegmatitgänge entnommen, die den porphyrischen Granit durchschlagen. Wie auch der Pegmatit KR 65-9 ist er nicht granulitfaziell überprägt und auch nicht deformiert. Die EMS-Alter sind schon im Kapitel 4 beschrieben worden. Die Einzelalter ergeben lediglich eine Population von 515 Ma (Abb. 4.5). Das U/Pb-Alter von Monazit aus dieser Probe ist diskordant (Abb. 4.1).

7.4.3 Tekkali

KR 68-1, Leukosom. Im Aufschluss treten Granat-führende migmatitische Gneise auf, die Blauquarz führen. Sie sind stark isoklinal verfaltet und durchzogen von grobkörnigen, Granat-reichen Leukosomen. Die Probe KR 68-1 ist ein Quarz-reiches Leukosom, das neben Plagioklas, Kalifeldspat, Granat auch relativ viel Biotit enthält. Das Gefüge ist stark deformiert (Plagioklas-Deformationszwillinge, Felderung, Subkornbau, suturierte Korngrenzen auch in feinkörnig rekristallisierte Domänen). Die beiden untersuchten Monazitkörner sind jedoch in Granat eingeschlossen und blieben daher von der Deformation verschont. Anzeichen einer späten Fluid-Alteration gibt es nicht. Es wurden insgesamt 17 Punkte analysiert (Abb. 7.51). Nur zwei Einzelalter fallen mit unter 900 Ma aus dem Rahmen und wurden verworfen, der Rest bildet statistisch eine sehr homogene Population mit einem Alter von 965 ± 22 Ma (Abb. 7.52).

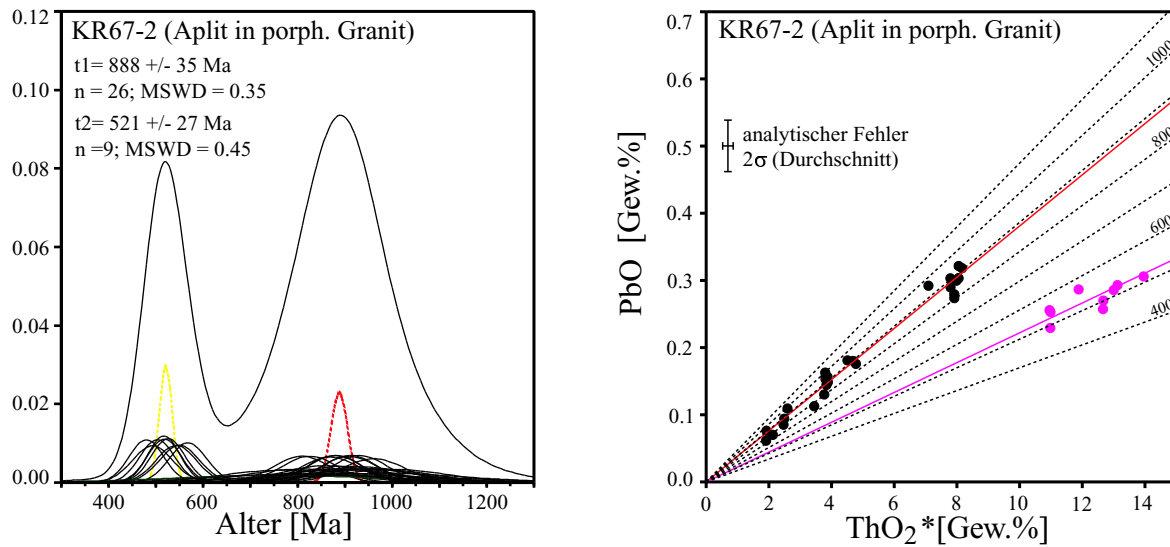


Abb. 7.50: Gewichtete Histogramm-Darstellung und CHIME-Diagramm der Probe KR 67-2. Beide Darstellungen spiegeln die Alterszonierung der Monazitkörner aus KR 67-2 wider. Die extreme Breite des älteren Teils der Summenkurve wird durch die großen individuellen Fehler der Einzelalter verursacht.

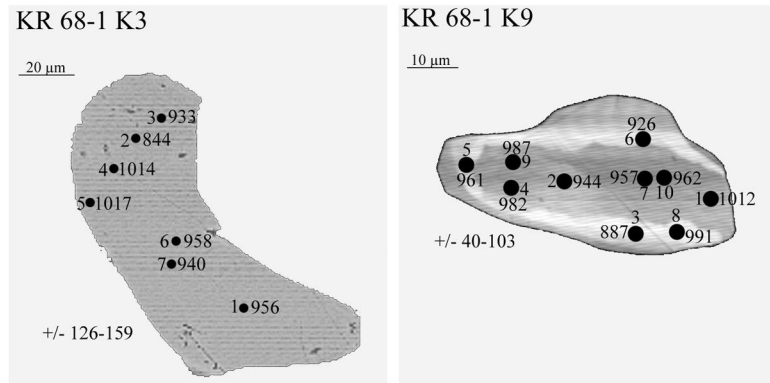


Abb. 7.51: BSE-Abbildungen Monazit KR 68-1. Die beiden untersuchten Monazitkörner aus der Probe KR 68-1 (Leukosom) sind in Granat eingeschlossen. Trotz der sehr unterschiedlichen internen Th-Zonierung lassen sich keine Altersunterschiede zwischen den Körnern feststellen. Die hellen Domänen in Korn 9 enthalten bis zu 30 Gew.-% ThO₂*.

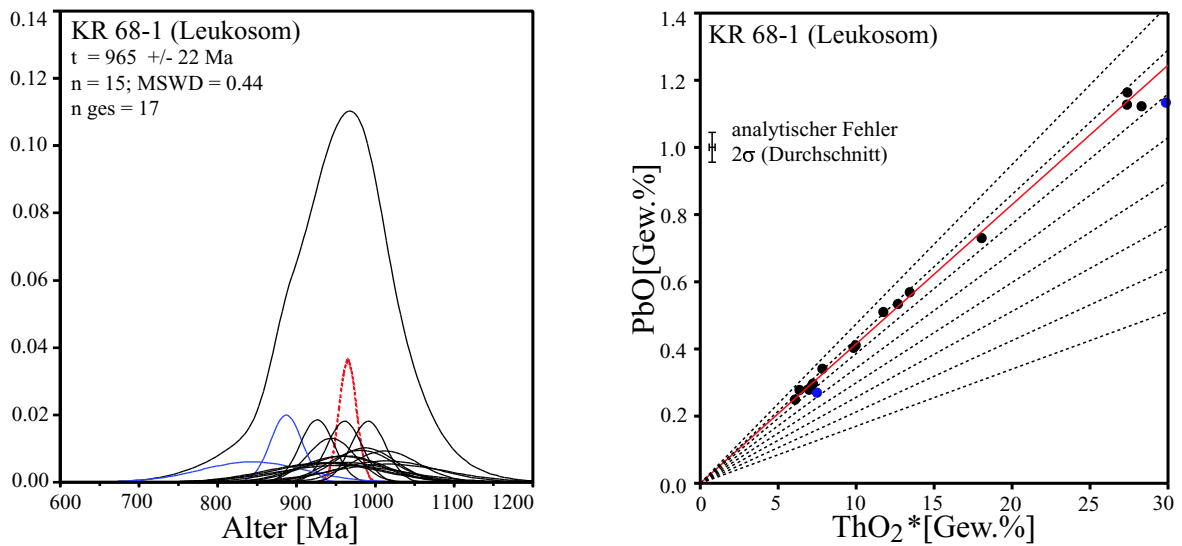


Abb. 7.52: Gewichtete-Histogramm-Darstellung und Chime-Diagramm der Probe KR 68-1. Die Einzelalter ergeben nur eine einzige Alterspopulation.

Tab. 7.5: EMS-Alter des zentral-nördlichen Bereichs des EGB

Probe	Gestein	Region	Ele.	K	n g.	Population	n
KR 92-1	Leu.in Metas.	N Kutragada	17	5	48	t= 976±16 Ma (1112, 890–668 Ma)	30 18
KR 93-1	Leptynit	Podmapur	17	5	36	t= 991±13 Ma	36
OK 66-1	Augengneis	Brahmapur	17	3	18	t=1003±23 Ma	36
KR 86-2	lept. Leukos.	Phulbani	17	3	22	t= 988±17 Ma	22
KR 87-1	Khondalit	Phulbani	17	4	36	t ₁ = 974±24 Ma t ₂ = 821±38 Ma (1138 Ma)	27 8 1
KR 84-2	Leptynit	Dashapalla	17	4	15	t ₁ = 963±40 Ma t ₂ = 743±40 Ma	8 7

7.5 Zentral-nördlicher Bereich des EGB

KR 92-1, Leukosom in Metasediment Die Probe KR 92-1 stammt etwa 10 km nördlich von Kutragada. An einer Brücke über den Fluss Vamsadhara sind migmatitische, suprakrustale Gesteine aufgeschlossen, die auch Khondalit-Lagen enthalten. Die dort entnommene Probe KR 92-1 ist sehr Quarz-reich, außerdem enthält sie Plagioklas, Kalifeldspat, Granat, Orthopyroxen und Biotit. Sillimanit ist nicht enthalten. Das Korngefüge ist deformiert und sehr schlecht getempert.

Die Probe enthält zahlreiche Monazitkörner, die sich durch unterschiedlichen Th-Zonarbau extrem voneinander unterscheiden (Abb. 7.53). Die Körner K 3b und K 3f enthalten cheralitische Domänen mit bis zu 40 Gew.% ThO₂*. Diese Domänen sind von Sprenggrissen umgeben, was auf eine mit einer Volumenzunahme verbundenen teilweisen Isotropisierung des Gitters hinweist. Eine Doppelbrechung ist jedoch noch vorhanden. Andere Bereiche der Körner enthalten 6–18 Gew.% ThO₂*. Das Korn K 3b enthält neben den cheralitischen Domänen auch Bereiche mit oszillierendem Zonarbau, der auf eine Kristallisation aus der Schmelze hinweist. Die Körner K 3b, K 1 und K 3f befinden sich in der Qz-Fsp-Matrix in stark deformierten Bereichen. K 5a ist teilweise in Granat eingeschlossen und K 5b vollständig. Es wurden insgesamt 48 Punkte analysiert, wobei die resultierenden Einzelalter ein sehr inhomogenes Bild ergeben. Während die an Granat angrenzenden Monazit-Domänen sowie die meisten Analysen auf K 1 recht homogene Einzelalter um 1000 Ma ergeben, streuen die von Sprenggrissen durchzogenen Partien der Körner 3b und 3f sowie deren cheralitische Domänen sehr weit bis auf 650 Ma. Offenkundlich hat die teilweise Isotropisierung Pb-Verlust ermöglicht (Leaching oder Diffusion), welcher auch die von Sprenggrissen durchzoge-

nen Partien erfasste. Die breite, unregelmäßige Streuung der Einzelalter kommt in der gewichteten Histogramm-Darstellung deutlich zum Ausdruck (Abb. 7.54). Die statistische Auswertung wurde nur mit den 30 Analysen aus den homogenen Bereichen durchgeführt. Die sich daraus ergebende Population hat ein Alter von 976 ± 16 Ma. Die übrigen Einzelalter wurden aufgrund der breiten, gleichmäßigen Streuung nicht zu einer Population zusammengefasst.

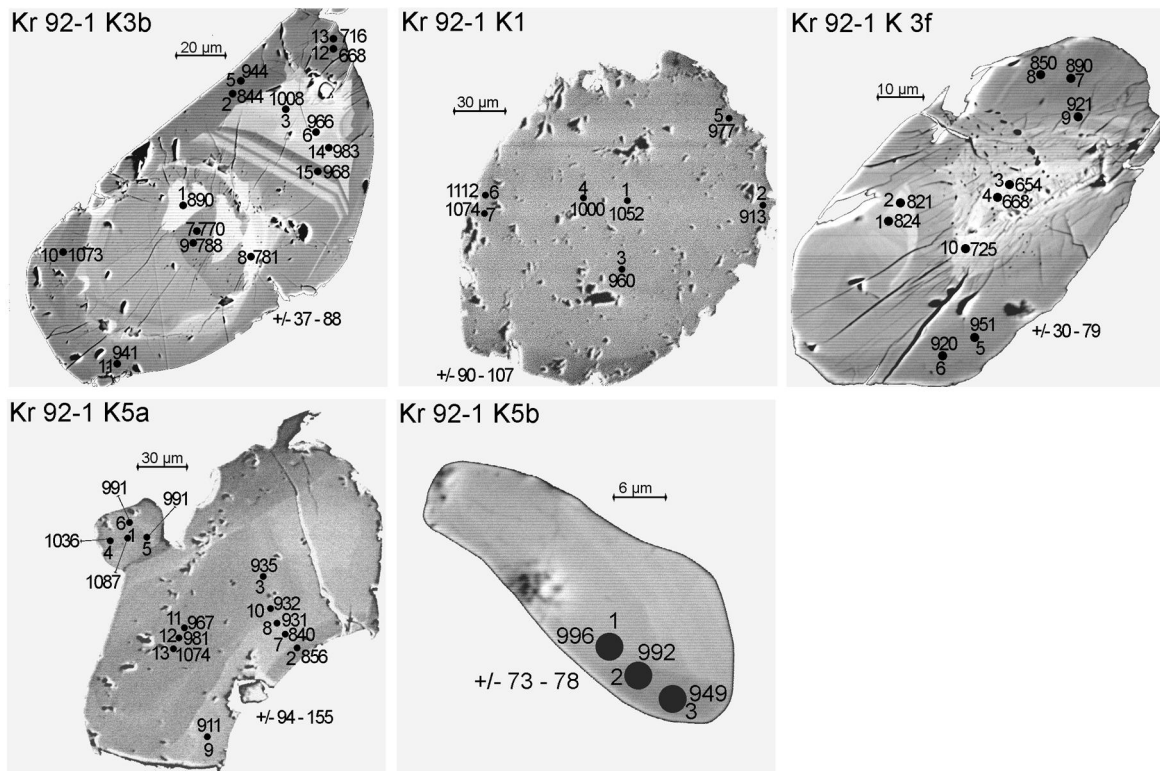


Abb. 7.53: BSE-Abbildungen Monazit KR 92-1, Leukosom. Die Th-Zonierungen der fünf untersuchten Körner dieser Probe sind sehr unterschiedlich. Die Körner 3 b und 3 f enthalten cheralitische Domänen, die von Sprenggrissen umgeben sind. In diesen Bereichen sind die meisten Einzelalter deutlich jünger (siehe Text).

KR 93-1, Leptynit Die Probe KR 93-1 stammt aus einem großen Steinbruch bei Padmapur. Das Gestein ist ein typischer Leptynit mit dem Mineralbestand Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Granat. Das Korngefüge ist stark deformiert, wobei durch dynamische Rekristallisation Kleinkornpflaster entstanden, die getempert sind. Im Schlibbereich sind keine Anzeichen einer Fluid-Alteration erkennbar. Der Monazit tritt sowohl in den Kleinkornpflastern als auch in weniger deformierten, gröberkörnigen Domänen und in Granat eingeschlossen auf. Bis auf Korn K 4a zeigen die Körner

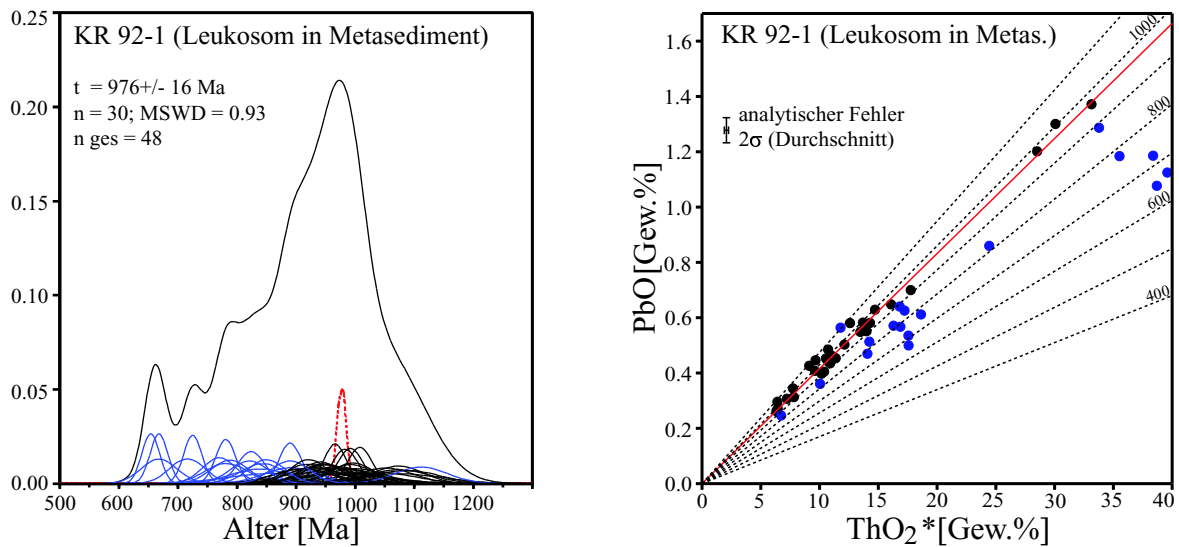


Abb. 7.54: Gewichtete-Histogramm-Darstellung und Chime-Diagramm der Probe KR 92-1. Die Diagramme spiegeln die breite Streuung der jüngeren Einzelalter wider. Es wurden nur die Einzelalter der homogenen Körner und Kornbereiche zur Berechnung der Alterspopulation verwendet. Die jüngeren Einzelalter streuen so stark, dass man daraus höchstens ein Maximalalter eines überprägenden Ereignisses abzuleiten wäre (etwa 650 Ma).

eine deutliche Th-Zonierung, die meist fleckhaft-unregelmäßig ist (Abb. 7.55). Untersucht wurden 5 Körner mit 36 Analysen. Die daraus berechneten Einzelalter streuen nur wenig und ergeben eine Alterspopulation von 991 ± 13 Ma (Abb. 7.56). Das Alter der Deformation (dynamische Rekristallisation) stimmt entweder mit diesem Alter soweit überein, dass sich ein Unterschied mit der EMS-Methode nicht auflösen lässt, oder das Ereignis hatte keinerlei Auswirkung auf die Monazit-Alter.

7.5.1 Region Berhampur

OK 66-1, Augengneis. Dieser granitische Augengneis besteht aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Granat und Biotit sowie opaken Phasen. Orthopyroxen tritt nicht auf. Die Probe ist kräftig deformiert; die Quarzkörner sind geplättet, intensiv gefeldert und bilden oft Subkörner. An Korngrenzen treten Kleinkornpflaster auf. Eine Fluidal-teration ist dagegen kaum erkennbar. Plagioklas ist sehr frisch und Karbonat kaum vorhanden. Monazit tritt sowohl in Granat als auch in der Matrix auf. Zum Teil sind die Körner in stark gefelderten Qz-Körnern eingeschlossen (Korn 1, Abb. 7.57), zum Teil jedoch auch von Granat umschlossen (Korn 2) oder intergranular (Korn 3). Die Einzelalter der Monazitkörner unterscheiden sich jedoch nicht. Auf den drei Körnern wurden 18 Punkte gemessen, die eine gut definierte Population mit einem Alter von

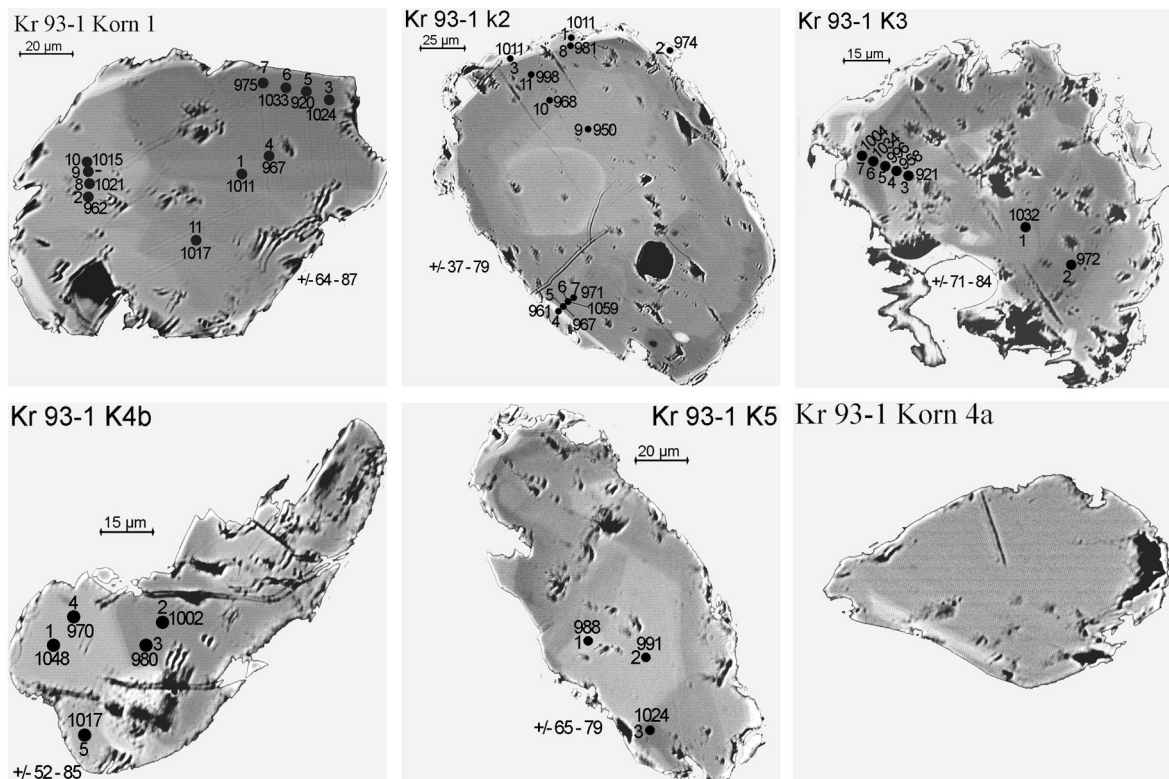


Abb. 7.55: BSE-Abbildungen Monazit KR 93-1, Leptynit. Die Einzelalter von Monazit aus der Leptynit-Probe KR 93-1 sind im Rahmen ihrer Fehler übereinstimmend, obwohl die Körner sowohl in dynamisch rekristallisierten Kleinkornpflastern (Korn 1) als auch in Granat eingeschlossen vorkommen (Korn 4b). Die Monazitdaten geben keinen Hinweis auf eine spätere Überprägung.

1003±23 Ma bilden (Abb. 7.58). Wie bei der Probe KR 93-1 erscheint es daher sehr wahrscheinlich, dass die Deformation nicht jünger als das EMS-Alter ist.

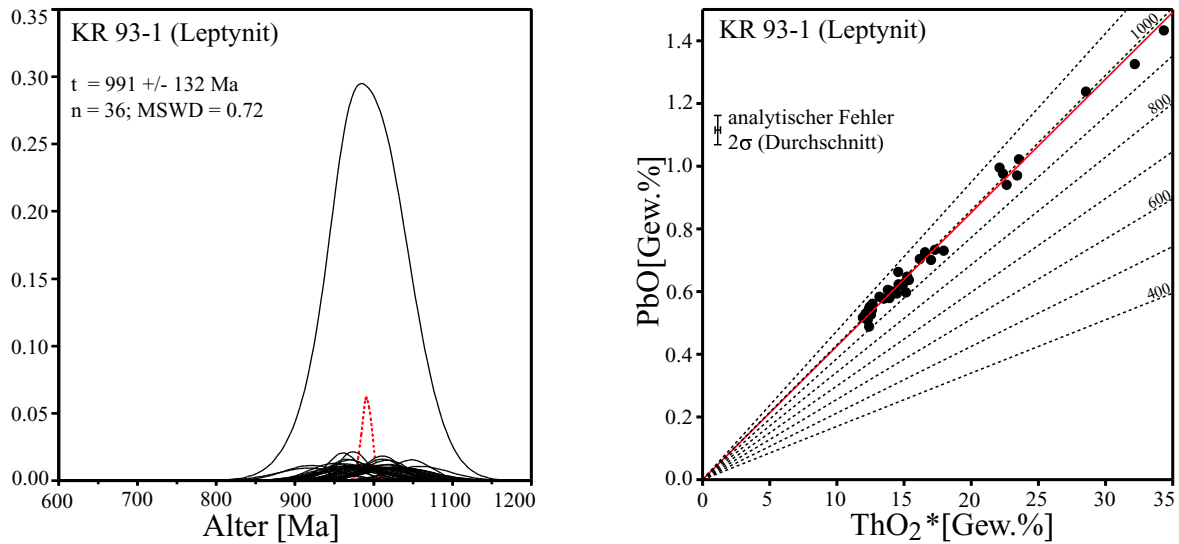


Abb. 7.56: Gewichtete-Histogramm-Darstellung und Chime-Diagramm der Probe KR 93-1. Die Einzelalter gehören eindeutig nur zu einer einzigen Alterspopulation.

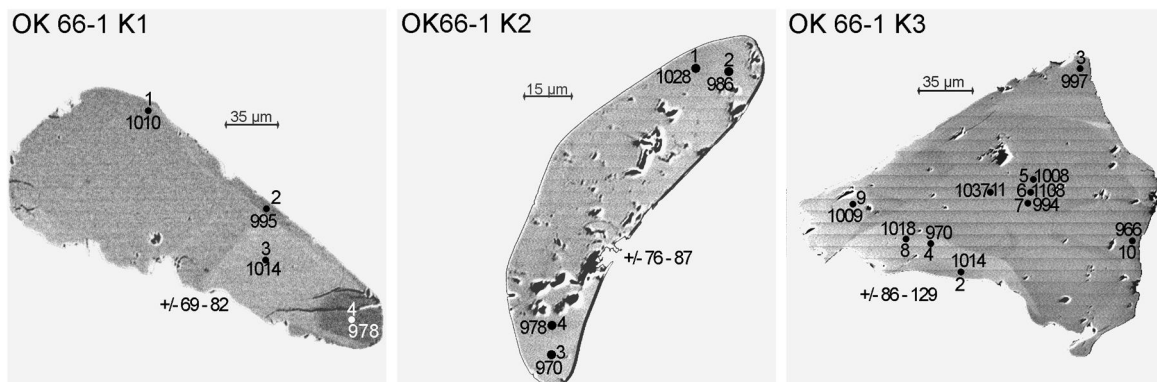


Abb. 7.57: BSE-Abbildungen Monazit OK 66-1, Augengneis. Korn 1 ist in stark gefeldertem Quarz eingeschlossen, K 2 ist in Granat eingeschlossen und K 3 befindet sich intergranular zwischen Quarz und Biotit. Die Einzelalter der Körner unterscheiden sich jedoch nicht.

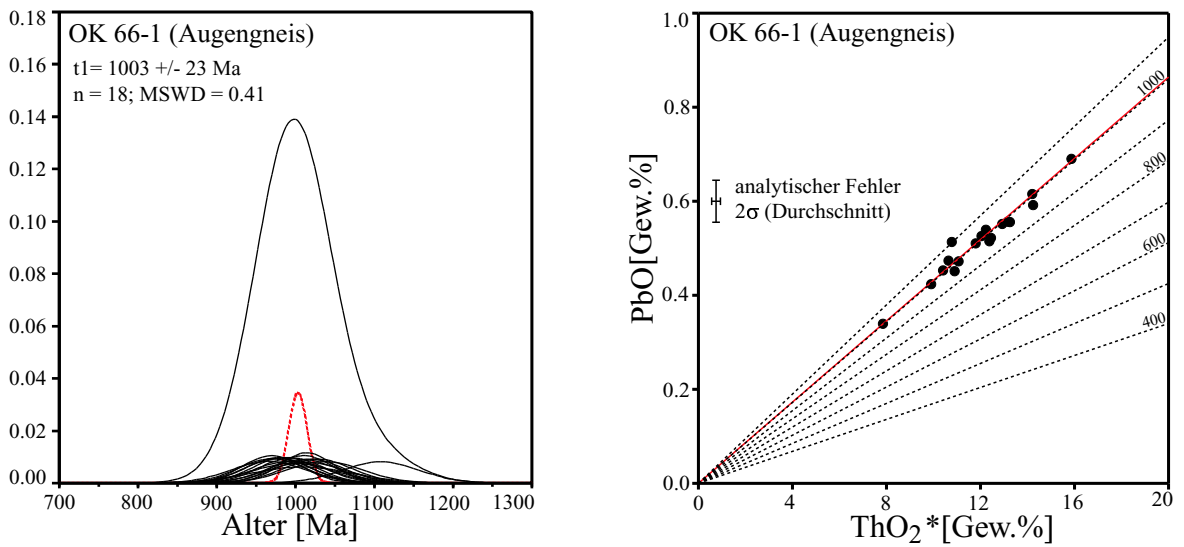


Abb. 7.58: Gewichtete-Histogramm-Darstellung und Chime-Diagramm der Probe OK 66-1. Die Einzelalter dieser Probe streuen nur sehr wenig.

7.5.2 Region Phulbani-Dashapalla

KR 86-2, leptynitischer Leukosom. Die Probe KR 86-2 stammt direkt aus der Ortschaft Phulbani. Im Handstück ähnelt sie einem Khondalit, es ist jedoch ein leptynitischer Leukosom. Hauptminerale sind perthitischer Kalifeldspat, Quarz, wenig Plagioklas sowie Granat, welcher zusammen mit Quarz grobe Symplektite bildet. Einige opake Erzkörner enthalten feine Spinell-Entmischungen. Das Gefüge dieser Probe ist stark deformiert und schlecht getempert. Die Korngrenzen sind bogig-suturiert und Quarz ist stark gefeldert. Außerdem ist die Probe deutlich Fluid-alteriert. Die Perthite sind meist stark serizitisiert und enthalten zahlreiche sekundäre Karbonat-Einschlüsse. Manche Monazitkörner zeigen einen braunen Alterationssaum.

Es wurden 22 Punkte auf 4 Körnern analysiert (Abb. 7.59), die sich alle in intergranularer Position befinden. Die Einzelalter streuen trotz der Überprägung (Deformation und Fluid-Alteration) nur sehr wenig, etwa vergleichbar mit den zuvor beschriebenen Proben KR 93-1 und OK 66-1. Die Summenkurve in Abb. 7.60 ist symmetrisch. Sowohl die Deformation als auch die Fluidalteration sind demnach nicht jünger als das EMS-Alter, oder sie hatten keinen Einfluss auf die Th-U-Pb-Verhältnisse.

KR 87-1, Khondalit. Die Probe KR 87-1 ist ein sehr Quarz-reicher Khondalit und stammt etwa 10 km südlich von Phulbani. Sillimanit und Granat sind die weiteren Hauptminerale, außerdem treten etwas Plagioklas, Biotit und einige großen Kf-Augen auf. Die Granatkörner enthalten oft etwas herzynitischen Spinell, der gelegentlich auch in der Matrix vorkommt und dort von koronitischem Sillimanit umgeben ist. Die Probe ist extrem zerschert, sie besteht im wesentlichen aus feinkörnigen bis mylonitischen Scherbahnen, die einzelne Granat- und Kf-Augen umfließen. Biotit ist eingeregelt. Das Korngefüge ist geprägt von amöboid-suturierten Korngrenzen, auch in den feinkörnigen Scherbahnen.

Es wurden vier Monazitkörner mit insgesamt 36 Analysen untersucht (Abb. 7.59). Korn 1 ist in Granat und einer opaken Erzphase eingeschlossen. Korn 3 und Korn 4 befinden sich innerhalb von Scherbahnen, Korn 5 in einer etwas weniger deformierten Domäne. Die statistische Auswertung ergibt zwei Populationen mit Altern von 974 ± 24 (n=27) und 821 ± 38 Ma (n=8), ein Einzelalter von 1138 Ma wurde ausgeschlossen (Abb. 7.61). Alle Körner enthalten Einzelalter, die zu der älteren Population gehören. Besonders Korn 4 aus der mylonitischen Scherbahn enthält jedoch zusätzlich deutlich jüngere Einzelalter, die zur jüngeren Population gehören. Das Korn zeigt undulöse Auslöschung. In diesem Fall könnte demnach die Deformation die Ursache zur Bildung der jüngeren Population sein. Der kaum alterierte Zustand der Minerale deutet auf eine wenig intensive Gesteins-Fluid-Wechselwirkung.

KR 84-2, Leptynit. Dieser Leptynit stammt aus einem kleinen Steinbruch am Ortsrand von Dashapalla. Er enthält mehr Kalifeldspat als Plagioklas, außerdem Quarz,

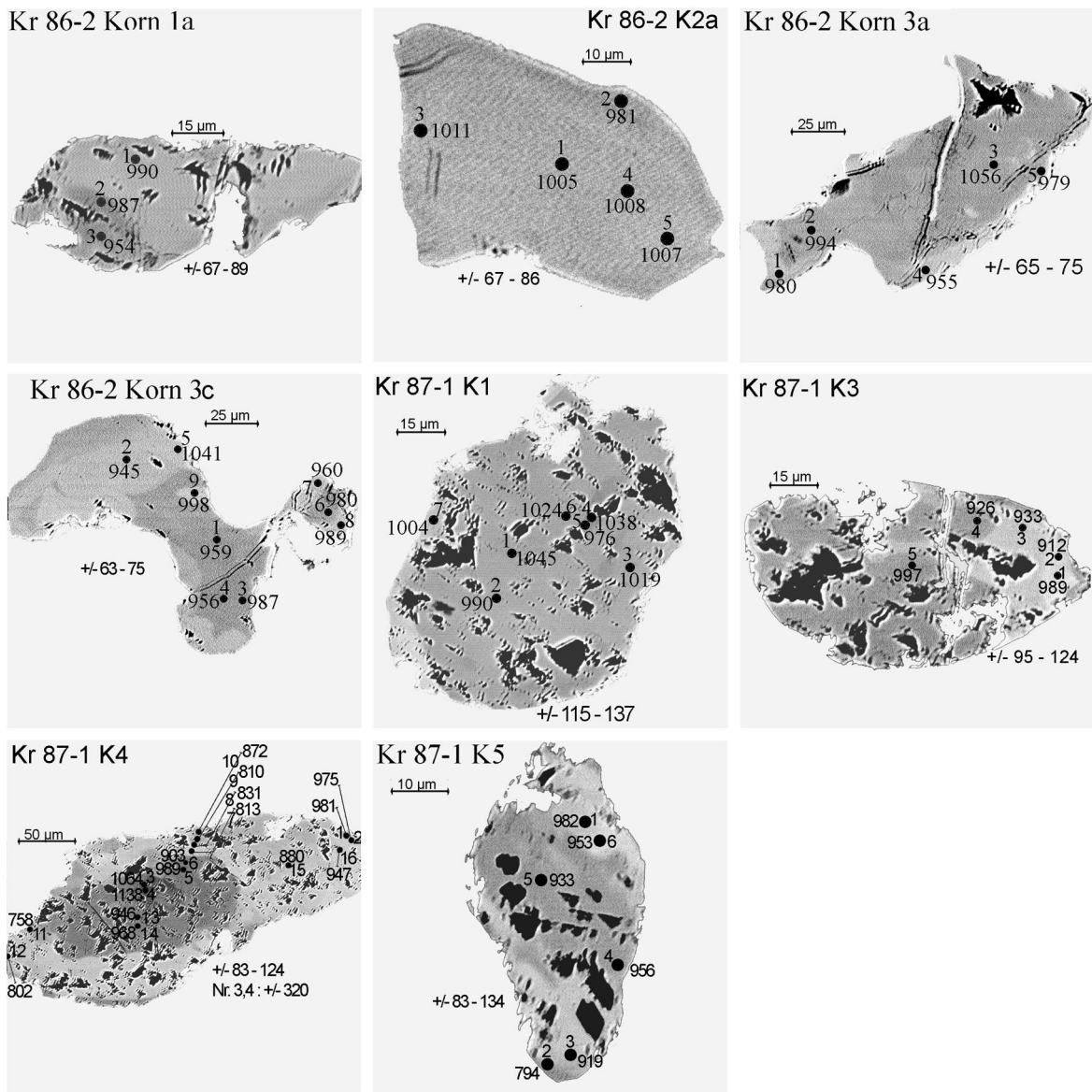


Abb. 7.59: BSE-Abbildungen Monazit a) KR 86-2 und b) KR 87-1. a) Die vier untersuchten Körner in der Probe KR 86-2 zeigen übereinstimmende Alter, obwohl sie teilweise braune Alterationssäume zeigen (in den BSE-Bildern nicht erkennbar). Korn 1a ist in Granat eingeschlossen, die übrigen befinden sich im intergranularen Bereich. b) Die BSE-Abbildungen der vier Körner aus KR 87-1 zeigen bis auf Korn 4 einen relativ homogenen Aufbau der Körner. Korn 4 enthält einen Th-armen Kern und einen breiten, Th-reicheren Rand, der viele der jungen Einzelalter, jedoch auch einige zur älteren Population gehörenden Einzelalter enthält. Die schlechte Qualität der BSE-Abbildungen (Doppel-Bilder) hat eine elektronische Ursache.

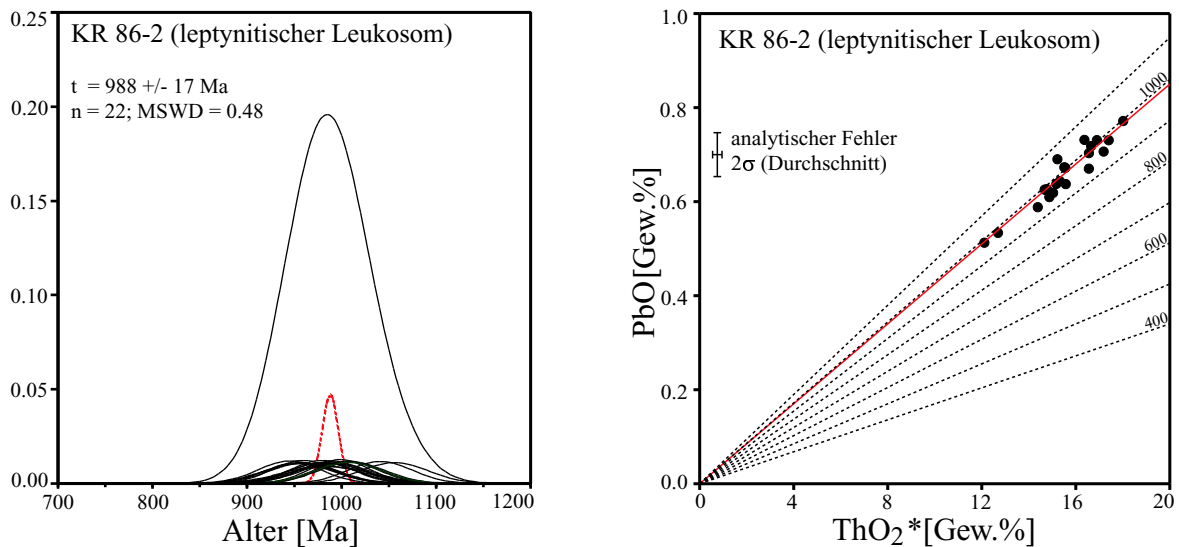


Abb. 7.60: Gewichtete-Histogramm-Darstellung und Chime-Diagramm der Probe KR 86-2. Die Einzelalter stimmen gut überein, obwohl der graue Gneis deformiert und Fluid-alteriert ist.

Granat und Biotit. Auch das Korngefüge dieser Probe ist deformiert. Große Kalifeldspat-Einsprenglinge sind oft zu grobkörnigen Pflastern rekristallisiert, während Quarz stark geplättet ist. An den Korngrenzen der großen Körner bildeten sich außerdem Kleinkornpflaster. Die Probe ist kaum Fluid-alteriert. Monazit befindet sich sowohl in Granat eingeschlossen als auch in der deformierten Matrix. Untersucht wurden 15 Punkte auf 4 Körnern. Es gibt keine BSE-Abbildungen. Die Einzelalter bilden statistisch zwei klar voneinander getrennte Populationen von 963 ± 40 und 743 ± 40 Ma, (Abb. 7.62).

7.6 Chilka Lake Region

Die EMS-Datierung von Monazit aus Gesteinen der Chilka Lake Region bildet einen Schwerpunkt dieser Arbeit. Sorgfältige strukturgeologische Untersuchungen von C. Dobmeier ergaben ein relativ detailliertes Bild der strukturgeologischen Entwicklung der Chilka Lake Region (Dobmeier und Raith, 2000). Der zeitliche Ablauf der Deformationsereignisse blieb mangels geochronologischer Daten bisher unbekannt. Daher wurde während weiterer Feldkampagnen ein Satz strukturell kontrolliert entnommener Proben zusammengestellt, um mit Hilfe der Monazit-Altersdatierung den zeitlichen Verlauf der Deformations- und Intrusionsereignisse für die Chilka-Lake-Region zu bestimmen. In diesem Abschnitt wird daher wesentlich detaillierter als für die anderen

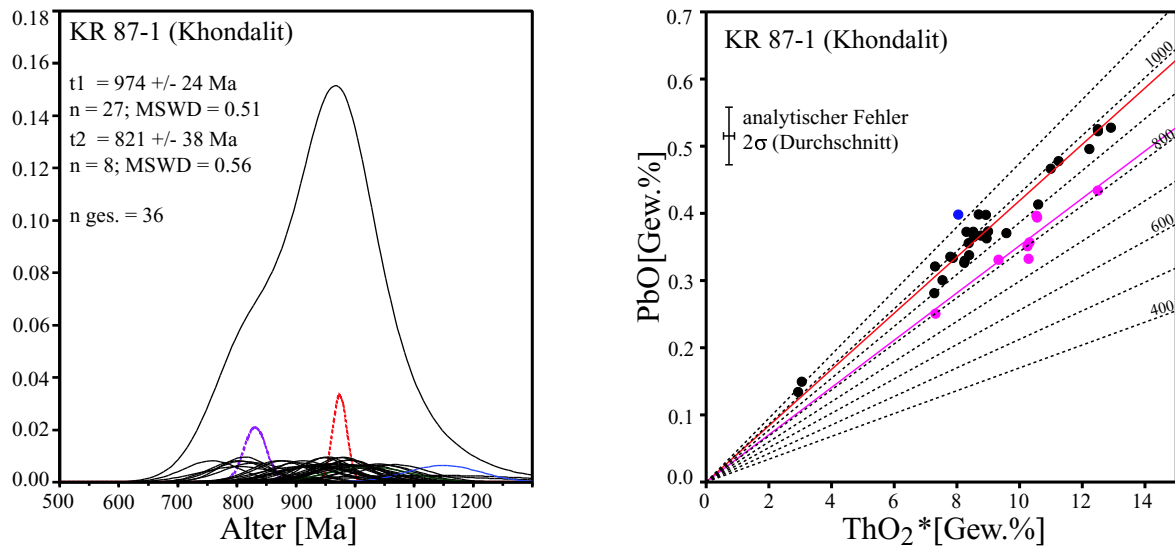


Abb. 7.61: Die gewichtete Histogramm-Darstellung der Einzelalter aus der Khondalite-Probe KR 87-1 offenbart durch den breiten, asymmetrischen Verlauf der Summenkurve die große Streuung der Einzelalter, die sich statistisch nur durch zwei Populationen erklären lässt. Auch im CHIME-Diagramm deutlich zu erkennen.

Regionen des EGB auf den struktureologischen Aufbau eingegangen. Die Kombination der struktureologischen Daten mit den Monazit-Altersdaten ermöglicht eine zeitliche Eingrenzung der die Deformationsereignisse (Dobmeier und Simmat, 2002).

7.6.1 Geologie der Chilka Lake Region

Die Chilka-Lake Region ist geologisch vor allem durch die Anwesenheit des zweitgrößten 'massive-type' Anorthositkomplexes innerhalb des EGB bekannt. Er liegt am Rand der großen Chilka Lake Lagune (Ray, 1952; Perraju, 1960; Sarkar u. a., 1981), Abb. 7.63. An Land sind zwei Teile des Anorthosit-Komplexes aufgeschlossen: das um die Dörfer Banpur und Balugaon gelegene Balugaon-Massiv (~ 295 km²) sowie das an der Südspitze des Chilka Lakes gelegene Rambha-Massiv (12 km²), Abb. 7.63. Beide bestehen aus hochgradig metamorph überprägtem Anorthosit und Leukonorit. Einige aus Anorthosit bestehende Inseln zeigen, dass sich beide Körper in die Lagune hinein ausdehnen. Jedoch lassen dazwischenliegende Inseln aus metasedimentären Gesteinen vermuten, dass die Massive nicht direkt miteinander verbunden sind (Sarkar u. a., 1981). Im Balugaon-Massiv kommen verschiedene melanokrate Gesteinstypen vor (Abb. 7.63). Es handelt sich um ferrodioritische Linsen, noritische Gänge und zwei chemisch verschiedene Typen orthopyroxenitische Xenolithe (Sarkar u. a., 1981; Dobmeier und Simmat, 2002). Nur am direkten Kontakt zwischen Anorthosit und seinen

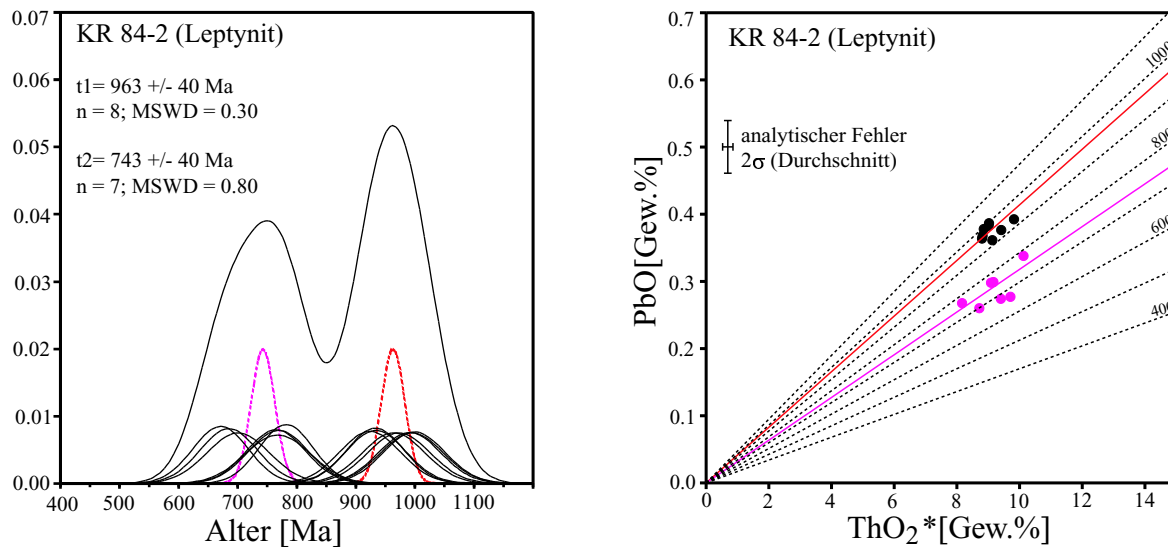


Abb. 7.62: Gewichtete-Histogramm-Darstellung und Chime-Diagramm der Probe KR 84-2. In dieser Leptynit-Probe gibt es zwei klar getrennte Alterspopulationen.

Rahmengesteinen tritt ein Opx-führender Qz-Fsp-Gneis auf, der zahlreiche, cm-große Blauquarz-Linsen enthält. Durch den Vergleich mit ähnlichen Vorkommen am Bolangir Anorthosit-Komplex (Bhattacharya u. a., 1998) scheint es plausibel, dass dieses Gestein krustale Schmelze repräsentiert, welche sich durch partielle Anatexis der Rahmengesteine im Kontakt zum Anorthosit bildete.

Die Rahmengesteine des Anorthosit-Komplexes bestehen im wesentlichen aus migmatitischen Quarz-Feldspat-Gneisen, Sillimanit-Granat-führenden Metapeliten (Khondalite), einer gebänderten Assoziation von Enderbiten und Granat-reichen Leukograniten (Leptynite) sowie einem porphyrischen Leukogranit, der südlich von Balugaon einen 5 km breiten und 14 km langen, schlecht aufgeschlossenen Körper bildet (Abb. 7.63). Er enthält gelegentlich mafische Enklaven. Die Kfs-Porphyroklasten können bis 10 cm groß sein und sind meistens stark deformiert. Sie befinden sich in einer Matrix aus Quarz, Plagioklas und etwas Granat. Granat befindet sich jedoch bevorzugt in Leukosomen, die durch Dehydratation-Schmelz-Abbau aus u. A. Biotit entstanden (Dobmeier und Raith, 2000). Diese Leukosome bilden ein Netzwerk, das am Rand der Intrusion eng isoklinal verfaltet ist. Die Leukosome sind geplättet, was durch die Gegenwart von Granat-Kristallen angezeigt wird, deren Durchmesser die Breite der Leukosome übersteigt. In einem Steinbruch südöstlich von Bikromopur (Abb. 7.63) wurde in einem 10 m weiten Bereich 'arrested charnockitization' beobachtet. Orthopyroxen tritt hier jedoch nur in grobkörnigen, cm-breiten, 'pegmatitischen' Adern auf, die parallel zu späten Scherbändern orientiert sind.

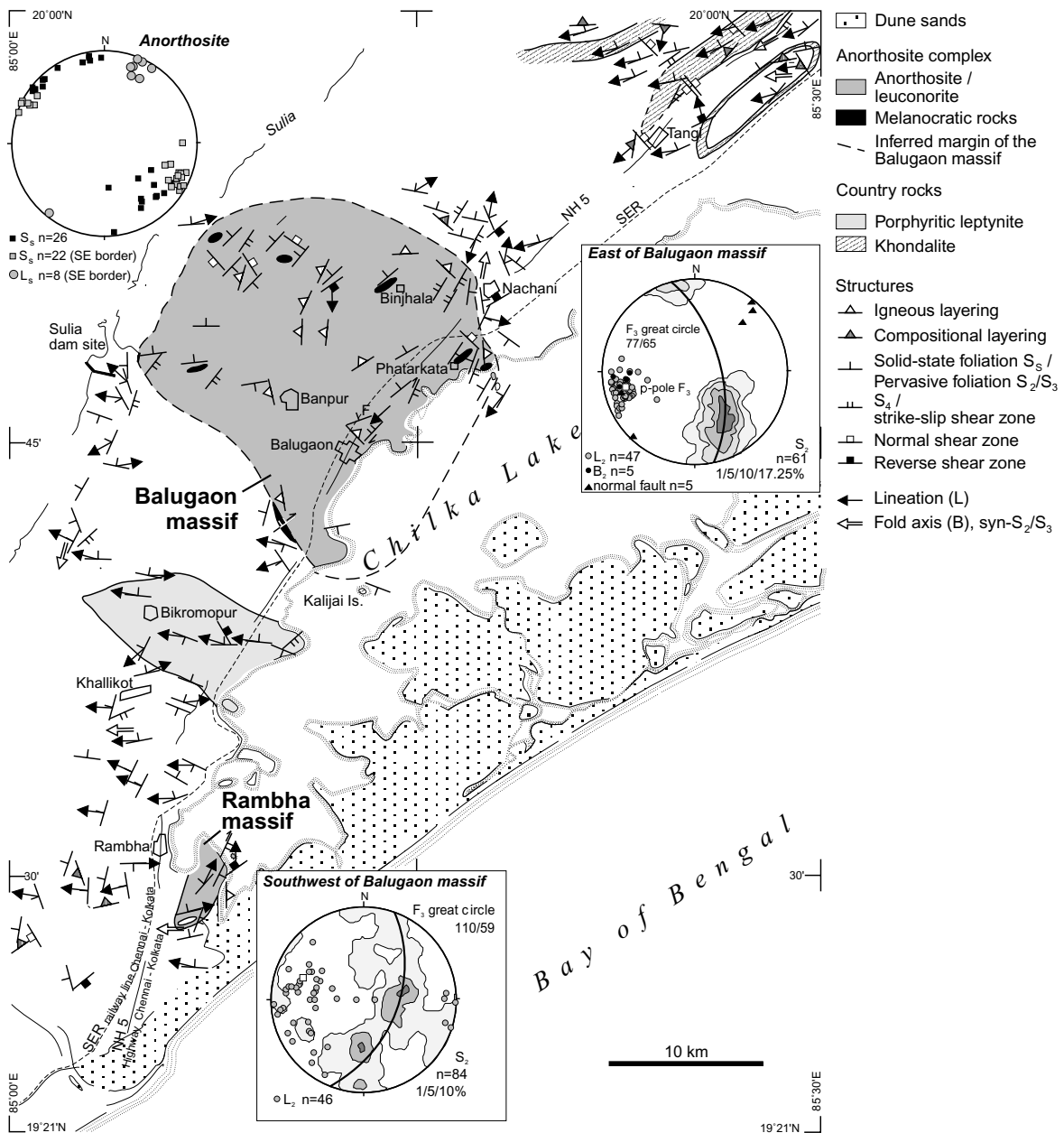


Abb. 7.63: Geologische Übersicht der Chilika Lake Region. (Dobmeier und Simmat, 2002)

Die modale Zusammensetzung und die porphyrische Textur der porphyrischen Leptynite sind der porphyrischen Fazies der Leptynite in der Leptynit-Enderbit Assoziation sehr ähnlich. Vermutlich fand die Platznahme der Leukogranite im Zusammenhang mit dem regionalen, voluminösen leukogranitischen Magmatismus statt (Dobmeier und Simmat, 2002). Eine detaillierte Beschreibung der Enderbit-Leptynit-

Assoziation und der 'arrested' Charnockitisierung findet sich in Dobmeier und Raith (2000).

7.6.2 Deformation

Gesteine des Anorthositkomplexes In den anorthositischen Gesteinen des Balugaon-Massifs sind magmatische Gefüge noch gut erhalten. In Dobmeier und Simmat (2002) wird ein nach außen steil einfallender, magmatischer Lagenbau beschrieben, der eine Halbdome-Struktur nachzeichnet (Abb. 7.63). Die meisten anorthositischen Gesteine zeigen dazu eine E-streichende, postmagmatische Foliation S_S , die zum Ostrand des Komplexes zunehmend nach NE reorientiert wird (Abb. 7.63). Beide Foliationen werden von NNE nach NE-streichenden, 'strike-slip'-dominierten Scherzonen überprägt, die üblicherweise wenige cm breit sind und bis auf wenige Ausnahmen sinistralen Schersinn besitzen. Genetisch assoziierte, quarzgefüllte Dehnungsfugen fallen steil nach Süden ein (Dobmeier und Simmat, 2002). Entlang des Südostrandes des Rambha-Massifs sowie an der Ostspitze des Balugaon-Massifs verdichtet sich S_S und die Anzahl kleiner Scherzonen vergrößert sich zum Kontakt hin deutlich. Auftretende C/S-Gefüge zeigen dextralen Schersinn von S_S , jetzt parallel zu den Scherzonen. Am Südostrand des Rambha-Massifs gibt es kleine 'oblique-slip'-Scherzonen mit maximal 5 cm Breite, die in Richtung WNW-NW mit 45–65° einfallen und S_S schneiden. Interne C/S-Gefüge und eine schwach ausgeprägte Mineral-Lineation deuten meist auf einen E/ENE-gerichteten Transport des 'hanging wall'.

Rahmengesteine Ein lagig aufgebauter Verband aus Enderbiten und untergeordnet Metasedimenten wurde zunächst isoklinal verfaltet (D1). Entlang der dabei entstehende Foliation intrudierten leukogranitische Schmelzen, die heute als Leptynite vorliegen. Dieser Verband bildet die von Dobmeier und Raith (2000) beschriebene Enderbit-Leptynit-Assoziation. Später wurde dieser Verband intensiv deformiert. Die regional dominierende, pervasive Foliation (S_2) ist gekoppelt mit einer subhorizontalen Streckungslineation (L_2), die von Längsachsen deformierter Quarze, gestrecktem Orthopyroxen, Sillimanit c-Achsen sowie Druckschatten an Granat definiert wird. Allgemeinen streicht der stoffliche Lagenbau parallel zu S_2 , nur in unmittelbarer Nähe zum Balugaon-Massif stellt er sich parallel zum Kontakt und diskordant zu S_2 . Lokal wird S_2 von einer subparallelen Foliation S_3 ersetzt, welche parallel zu den Achsenebenen großer, offener bis eng aufgerichteter Falten (F_3) liegt. Die Achsen dieser Falten verlaufen parallel zu L_3 , dieses wiederum ist coaxial zu L_2 . Obwohl die Orientierung von S_2/S_3 beträchtlich variiert (Abb. 7.63), tauchen die assoziierten Lineationen konsistent nach W/WSW ab (Abb. 7.63). Längliche Quarz- und Granat-Aggregate auf 'normal'-Falten, die senkrecht zu S_2 orientiert sind, tauchen ebenfalls nach W/WSW ab, während eine N-S-gerichtete Kompression von WNW-tauchenden Lineationen auf ENE-streichenden Schrägaufschiebungen angezeigt wird. Die einzige Ausnahme zu diesem konsistenten

Bild bildet eine NNW-streichende Zone im Osten des Balugaon-Massifs. Hier fällt die Lineation steil nach NNW ein. Die Deformation des stofflichen Lagenbaus impliziert überall Dehnung in dieser mindestens 50 m breiten Zone, die über mehr als 5 km Länge entlang des Streichens verfolgt werden kann.

Eine NNE-streichende, steile Foliation (S_4) ist achsenplanar zu weitständigen offenen Falten (F_4), die im Aufschlussmaßstab sichtbar sind. Die Faltenachsen sind parallel zu einer flach nach SSW-eintauchenden Lineation L_4 , was eine 'strike-slip'-dominierte Scherung vermuten lässt (Dobmeier und Simmat, 2002).

7.6.3 Metamorphosebedingungen

Die beobachteten Mineralparagenesen belegen granulitfazielle Metamorphosebedingungen während der Bildung von S_2 – S_4 (Sarkar u. a., 1981; Sen u. a., 1995; Dobmeier und Simmat, 2002). In den anorthositischen Gesteinen ist Hypersthen die vorherrschende mafische Phase, die Körner sind parallel zu S_5 eingeregelt. Klinopyroxen und Biotit treten sporadisch auf und in den Randgesteinen des Anorthositkomplexes bildete sich, bei Anwesenheit von Hypersthen und Quarz, Granat (Sarkar u. a., 1981). Granatführende Leukosome, die der pervasiven Foliation S_2 in den Leptyniten folgen, bildeten sich durch Dehydratation-Schmelz-Abbau von Biotit bei 800–900°C (Dobmeier und Raith, 2000).

In Quarziten zeigen schmale Quarz-Säume zwischen großen Sillimanit- und Granatkörnern bei Gegenwart von Spinell eine Dekompression während S_2/S_3 an. In den Leptyniten fand während S_3 eine 'arrested' Charnokitisierung statt, unter Abbau von Biotit und Granat sowie Neubildung von Hypersthen (Dobmeier und Raith, 2000). Während der Ausbildung von S_4 kam es zur dynamischen Rekristallisation von Hypersthen in NNE-streichenden Scherzonen, was granulitfazielle Bedingungen auch in den letzten Abschnitten der Deformation anzeigt. In Leptyniten bezeugt der Abbau von Hypersthen (im Feldspat-Kontakt) zu koronitischem Granat und Quarz unter statischen Bedingungen eine weitgehend isobare, post-kinematische Abkühlung bei 5–6 Kb auf etwa 650–700°C (Sen u. a., 1995; Dobmeier und Raith, 2000).

7.6.4 Satellitenbild-Auswertung

Die Satellitenbild-Auswertung ergibt für die Umgebung des Balugaon-Massifs ein komplexes Lineament-Muster (Abb. 7.64). Eine Überprüfung im Gelände bestätigte, dass die Lineamente im allgemeinen die pervasive Foliation S_2 wiedergeben, örtlich auch S_3 (Abb. 7.63&7.64). Der stoffliche Lagenbau verkompliziert dies nur in den Khondalit-Gebieten, z. B. nordwestlich des Rhambha-Massifs (Sektor A in Abb. 7.64). Die gleichförmige Umlenkung der W-streichenden Lineamente (S-Flächen) hin zu WSW-streichenden Lineamenten (C-Flächen) zeigt einen sinistralen Schersinn an. Der Übergang zwischen Balugaon-Massif und seinen Randgesteinen ist von einer langgestreckten Zone mit

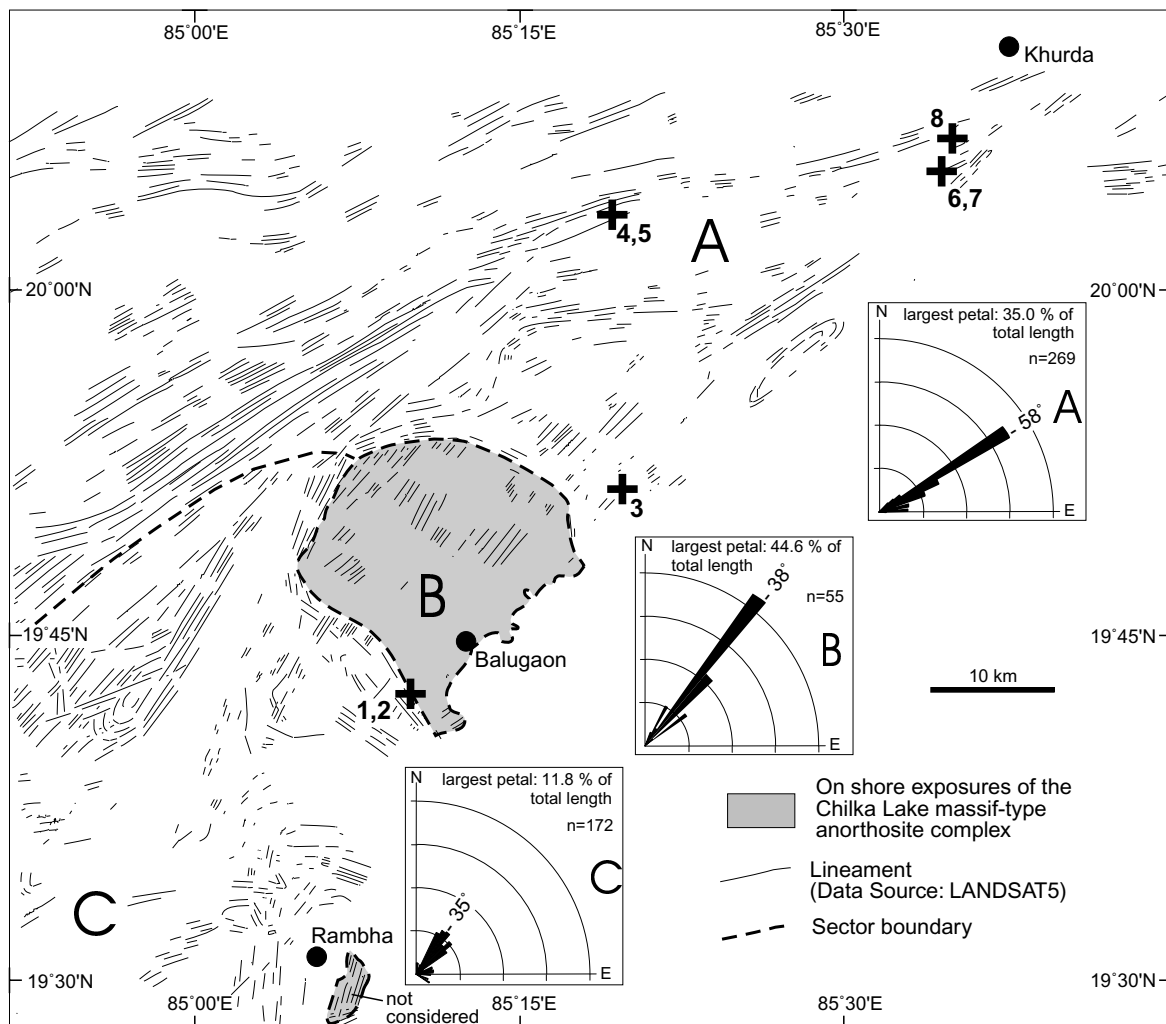


Abb. 7.64: Ergebnis der Satellitenbild-gestützten Lineament-Analyse. Lokalitäten der Proben (Kreuze), in denen Monazite datiert wurden: 1) CH 14-2; 2) 160200-13; 3) KR 40-2; 4) DQ1b; 5) DQ2; 6) KR 39-1; 7) 160200-3; 8) KR 37-3. Die Abgrenzung der Sektoren A und C gründet sich auf einen deutlichen Wechsel der Orientierung der Haupt-Lineationen. (Dobmeier und Simmat, 2002)

kontaktparallelen Lineamenten in den Randgesteinen gekennzeichnet. Dagegen streichen die kurzen Lineamente im Inneren des Balugaon-Massifs in NW-Richtung (Sektor B, Abb. 7.64). Diese internen Lineamente sind vom magmatischen Lagerbau und der postmagmatischen Lineation unabhängig, jedoch zeigen sie die gleiche Orientierung wie die kleinen überprägenden Scherzonen. Westlich des Balugaon-Massifs streichen die Lineamente bevorzugt parallel zu denen im Anorthosit-Massif, bis sie auf ein markantes Bündel WSW-orientierter Lineamente treffen und von diesem abgeschnitten

werden (Sektor C).

7.6.5 Tektonische Schlussfolgerungen

Die Strukturen in den Rahmengesteinen des Anorthosit-Komplexes, die mit dem zweiten und dritten Deformations-Inkrement korrelieren (syn-S₂ bzw. syn-S₃) sind typisch für transpressive Deformations-Regimes (Sanderson und Marchini, 1984) und implizieren eine ~N-S-gerichtete Kompression. Die im Groß-Maßstab auftretenden C/S-Strukturen (Abbildungen 7.63&7.64) zeigen in Verbindung mit L₂/L₃ und SW- oder NE-eintauchenden 'normal faults' eine Verschiebung entlang WSW-streichender Schergürtel und Extension in ~E-W-Richtung (D₂-D₃). Die NE- bis NNE-streichenden planaren Strukturen (S₄ und die späten Scherzonen) bildeten sich ebenfalls in einem transpressiven Deformationsregime, jedoch zeigen W-E streichende, subvertikale Dehnungsfugen und der dextrale Schersinn der Mehrheit der Mikroscherzonen eine N-S-gerichtete Extension und eine W-E-gerichtete Kompression an. Die Parallelität einiger Scherzonen zu WSW-streichenden Schergürteln der vorhergehenden transpressiven Deformation sprechen für eine Reaktivierung der alten Strukturen während der letzten Deformation.

Die prinzipiell unterschiedlichen Kompressions-Richtungen für D₂-D₃ und D₄ können nicht mit einem Umschalten des dominanten, kompressiven Stresses erklärt werden, denn transpressive Deformation ist gekennzeichnet durch zwei Stress-Tensoren (Sanderson und Marchini, 1984). Daher verlangt der Übergang von N-S nach E-W-gerichteter Kompression eine Reorientierung des Stressfeldes. In diesem Zusammenhang ist es wichtig festzuhalten, dass die exakte Orientierung der kompressiven Stressachse des regionalen Stressfeldes während D₂-D₃ bzw. D₄ nicht rekonstruiert werden kann, aufgrund der Wechselwirkung zwischen großräumigem Stressfeld und lokalem Stress im Randbereich des Anorthositkomplexes. Die oben beschriebenen Kompressions-Richtungen beschreiben nur die generelle Orientierung. Tatsächlich reicht eine Rotation von 30-40° aus, um den gegensätzlichen Schersinn der ähnlich orientierten Transpressions-Scherzonen zu erklären. Eine weitaus größere Drehung kann jedoch nicht ausgeschlossen werden.

Die Entwicklung einer post-magmatischen Foliation im Anorthosit-Komplex, welche parallel zum regionalen Trend der pervasiven Foliation der Rahmengesteine liegt (die Durchbiegung der S-Flächen zwischen den C-Flächen mit eingeschlossen), lässt vermuten, dass der Anorthosit-Komplex schon vor der Entstehung von S₂ intrudierte. Auf der anderen Seite deutet die Parallelität der Dom-Achse des Balugaon-Massifs mit den 'normal faults' in den Rahmengesteinen für eine passive Intrusion des Anorthosit-Massifs in dem transpressiven Deformationsregime.

7.6.6 Alter der Deformation

Entsprechend der Ergebnisse der strukturgeologischen Untersuchung würde eine erfolgreiche Datierung der Anorthosit-Platznahme ein maximales Alter des regionalen, transpressiven Ereignisses liefern. Jedoch ist auch eine Platznahme vor und unabhängig von der Deformation möglich. Daher sind zusätzliche Altersdaten notwendig, um ein Minimalalter der Deformation zu ermitteln.

Sarkar u. a. (1981) interpretierten ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 1404 ± 89 Ma (2σ) als Platznahmealter für den Chilka Lake Anorthositkomplex. Felduntersuchungen und geochemische Argumente (Bhattacharya u. a., 1995) zeigen jedoch, dass die Probe mit dem höchsten Rb/Sr-Verhältnis, welche praktisch die Isochrone definiert, kristal kontaminiert ist. Anorthositische Gesteine aus der Randzone des Balugaon-Massifs sind verglichen mit Gesteinen aus der Kernzone charakterisiert durch höhere Gehalte an 'large ion lithophil elements' (Krause u. a., 2001). Diese randnahe Kontamination wurde vermutlich durch die Wechselwirkung des heißen, aufsteigenden Plutons mit anatektischen Schmelzen verursacht, die in der krustalen Hülle des Plutons entstanden. Die Wechselwirkung führte außerdem zu einer SiO_2 -Infiltration, die sich durch die Bildung von Quarz-Linsen in den randlich gelegenen Leukonoriten äußert. Berücksichtigt man diese Beobachtungen und denkt außerdem an die Schwierigkeiten in der Anwendung der Rb/Sr-Methode für Anorthosite (Ashwal, 1993), sollte die Interpretation des Rb/Sr-Alters als Platznahmealter aufgegeben werden (Krause u. a., 2001).

Krause u. a. (2001) datierten abradierte Zirkone aus einer ferrodioritischen Probe. Sie ergaben ein wesentlich jüngeres, konkordantes Alter von 792 ± 2 Ma (2σ). Da die Ferrodiorite als späte Differentationsprodukte (residuale Schmelzen) des anorthositischen Plutons angesehen werden (Bhattacharya u. a., 1998), sollte dieses Alter das Spätstadium der Anorthosit-Platznahme datieren (Dobmeier und Simmat, 2002).

7.6.7 Probenbeschreibungen und Monazitalter

KR 80-1, Charnockit Dieser Opx-führende, porphyrisch-granitoide Gneis stammt aus einem kleinen Steinbruch an der Straße zwischen Khurda und Khandaparha, etwa 10 km N Khurda. Der Gneis wurden intensiv deformiert und zeigt eine deutliche Folia-tion. Im Aufschluss tritt außerdem eine feinkörnige, extrem deformierte Varietät des Gneises auf, die sogar pseudotachylitische Partien enthält. Es lässt sich aufgrund fehlender struktureller Daten nicht eindeutig feststellen, ob ein Bezug zu der Deformation D_2 – D_4 der unmittelbaren Chilka Lake Region besteht.

Die entnommene Probe repräsentiert die feinkörnige Varietät. Im Schliff zeigt sich, dass sowohl die felsischen Minerale als auch Orthopyroxen an Korngrenzen dynamisch rekristallisiert sind, die Deformation also unter granulitfaziellen Bedingungen stattfand. Daneben zeigen die Körner auch undulöse Auslöschung, Felderung und Subkornbau. Alle Korngrenzen sind suturiert. Das textuelle Ungleichgewicht deutet darauf,

Tab. 7.6: EMS-Alter der Chilka Lake Region

Probe	Gestein	Region	Ele.	K	n ges.	Population	n
KR 80-1	Charnockit	10 km N Khurda	13	3	23	t= 667±23 Ma (542 Ma; K 5)	15 8
KR 39-1	Leukos.(S ₂)	10 km SW Khurda	17	4	38	t= 662±10 Ma	38
160200-3	Leukos.(S ₃)	10 km SW Khurda	17	1	28	t ₁ = 690±19 Ma t ₂ = 505±24 Ma	17 11
CH 14-2	Ferrodiorit	Balugaon	17	3	24	t ₁ = 748±14 Ma t ₂ = 680±22 Ma	12 12
160200-13	Leukonorit	Balugaon	17	2	13	t ₁ = 745±22 Ma t ₂ = 600±22 Ma	7 6
DQ 1b	Metased.	Raja Ranapur	17	6	52	t= 743±12 Ma (548, 528 Ma)	50 2
DQ 2	Metased.	Raja Ranapur	17	4	19	t ₁ = 943±29 Ma t ₂ = 749±59 Ma	15 4
KR 40-2	MgAl-Gran.	Balugaon	17	2	10	t= 964±54 Ma	10

dass die letzte Deformation relativ kühl abgelaufen ist, vermutlich also spät. Orthopyroxen wird teilweise von koronitischem Granat verdrängt.

Die untersuchten Monazitkörner der Probe KR 80-1 sind nur sehr schwach Th-zoniert, mit der Ausnahme von Korn 5, das komplex Th-zoniert ist (Abb. 7.65). Es wurden 23 Punkte auf den drei großen und mehreren kleinen Körnchen analysiert. Einige Einzelalter aus einer Th-reichen Domäne von Korn 5 sind mit etwa 780–880 Ma signifikant älter als die Einzelalter der übrigen Körner, die meist zwischen 600 und 720 Ma liegen. Korn 5 enthält also noch etwas ererbtes Blei. Daher wurden die in diesem Korn gemessenen Einzelalter bei der statistische Auswertung nicht berücksichtigt. Außerdem wurde ein sehr junges Einzelalter von 542 Ma aus Korn 2 aus dem Datensatz entfernt. Die statistische Auswertung ergibt dann eine Population mit einem Alter von 667±23 Ma (n=15). Betrachtet man sich den Verlauf der Summenkurve in Abb. 7.66 wird deutlich, wie breit die Streuung der Einzelalter insgesamt ist. Die wenigen Einzelalter aus der älteren, Th-reicheren Domäne von Korn 5 bewirken einen asymmetrischen Verlauf der Summenkurve mit einem kleinen Peak auf seiner älteren Seite. Für eine sichere Definition einer zweiten, älteren Population reichen die Daten jedoch nicht aus.

160200-3, Opx-führendes Leukosom und KR 39-1, Leukosom in Leptynit

Die Proben KR 39-1 und 160200-3 gehören zu der leptynitischen Komponente der

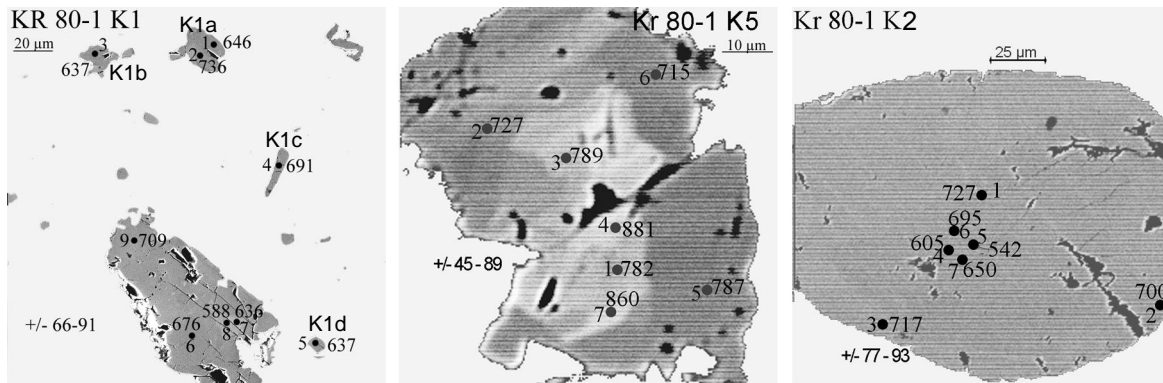


Abb. 7.65: BSE-Abbildungen der untersuchten Monazitkörner der Charnockit-Probe KR 80-1. Das Th-zonierte Korn 5 enthält in seiner Th-reichen Kernzone noch eine ererbte Komponente (siehe Text).

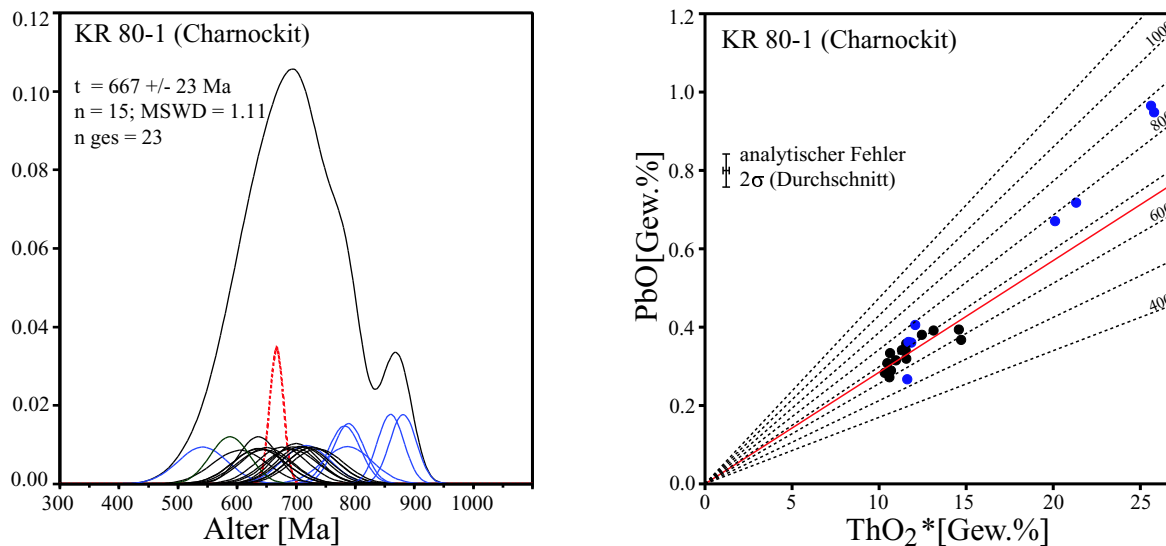


Abb. 7.66: Gewichtete Histogramm- und CHIME-Darstellung der Probe KR 80-1. Besonders in der gewichteten Histogramm-Darstellung zeigt sich die breite Streuung der älteren Einzelalter. Im Chime-Diagramm wird deutlich, dass es besonders die Th-reiche Domäne ist, die ältere Einzelalter ergibt.

Leptynit-Enderbit-Assoziation und wurden in Steinbrüchen etwa 10 km SW von Khurda entnommen. Dobmeier und Raith (2000) schlossen aus den strukturellen Beziehungen des in diesen Steinbrüchen auftretenden 'arrested charnockite', dass die leucogranitischen Ausgangsgesteine der Leptynite erst nach einer ersten Deformation in-

trudierten, welche nur in den benachbarten Enderbiten und Metapeliten erkennbar ist. Die Platznahme der leukogranitischen Schmelzen erfolgte jedoch vor der regional dominanten D2–D3-Deformation, da die Leptynite von ihr erfasst wurden. Die Granat-führenden Leukosome isolieren Biotit-führende 'restitische' Domänen und folgen der pervasiven Deformation S_2 . In der Probe KR 39-1 konnte Monazit nur in diesen Leukosomen gefunden werden. Granat-führende Leukosome in metapelitischen Xenolithen führen zusätzlich Orthopyroxen (Probe 160200-3). Hier erstrecken sich die Leukosome parallel zur externen Foliation S_3 . Außerdem sind die polygonal rekristallisierten Orthopyroxen-Körner deutlich eingeregelt und parallel zur Längs-Achse der elliptischen Charnokit-Domänen ausgerichtet, die sich syn-D3 im Leptynit bildeten (Dobmeier und Simmat, 2002).

Die Mehrzahl des in 160200-3 (Opx-führender Leukosom) enthaltenen Monazitkörner weist nur äußerst geringe Th-U-Pb Gehalte auf und sind daher nicht zur EMS-Datierung geeignet. Ein einzelnes Korn zeigt jedoch eine ausgeprägte Th-Zonierung (Abb. 7.67 a). Auf diesem wurden 28 Punkte gemessen. Neben einem ausgedehnten Kornbereich mit Einzelaltern zwischen 640 und 760 Ma existiert ein jüngerer Rand mit Einzelaltern zwischen 453 und 548 Ma. Eines der höheren Einzelalter tritt auch am Rand auf, allerdings ist der Übergang zur älteren Domäne nur wenige μm schmal. Die Alterszonierung korreliert nicht strikt mit dem Th-Zonarbau, obwohl in den meisten Bereichen des Th-armen Randes junge Alter auftreten. Dagegen ist der Rand in seinen jungen Bereichen durchweg durch homogene Y- und Gd-Gehalte zwischen 0.2 und 0.25 Gew.% charakterisiert, während die ältere Domäne entweder deutlich höhere oder niedrigere Gehalte aufweist (Abb. 7.68). Das Fehlen eines Diffusionsprofils und der diskontinuierliche chemische Zonarbau zeigen, dass sich der Rand durch Lösung-Fällung oder Anwachsen gebildet hat und Pb-Volumendiffusion auch in dieser Probe offensichtlich keine nachweisbare Rolle spielte.

Das Ergebnis der statistischen Auswertung (Abb. 7.69) ergibt erwartungsgemäß zwei Alterspopulationen. Die beobachtete Alterszonierung ist statistisch signifikant. Die berechneten Populationen besitzen Alter von 690 ± 19 Ma ($n=17$; MSWD=0.70) und 505 ± 24 Ma ($n=11$; MSWD=0.72).

In der Probe KR 39-1 wurden 38 Punkte in vier Körnern gemessen. Alle Körner zeigen markante Th-Zonierungen, die gelegentlich idiomorphe Kornformen nachzeichnen (Abb. 7.67 b), was sich durch Kristallisation der Körner aus einer Schmelze erklären lässt. Der Th-Gehalt ist generell hoch bis sehr hoch (11.6 bis 19 Gew%), wobei die niedrigeren Gehalte in den Rändern der meisten Körner sowie im Kern von Korn 4 auftreten. Die berechneten Einzelalter variieren zwischen 735 ± 50 und 548 ± 68 Ma und korrelieren nicht mit der Th-Zonierung. Die vier Körner unterschieden sich leicht in ihren Altersmustern: In Korn 1 (bis auf eine Messung am Rand) sowie im größten Bereich von Korn 2 streuen die Einzelalter nur wenig um 690 Ma. In den übrigen Körnern treten zusätzlich einige jüngere Alter um 630 Ma auf. Allerdings ergibt die statistische Auswertung (Abb. 7.70) eine einzige Population mit einem Alter von 662 ± 10 Ma ($n=38$;

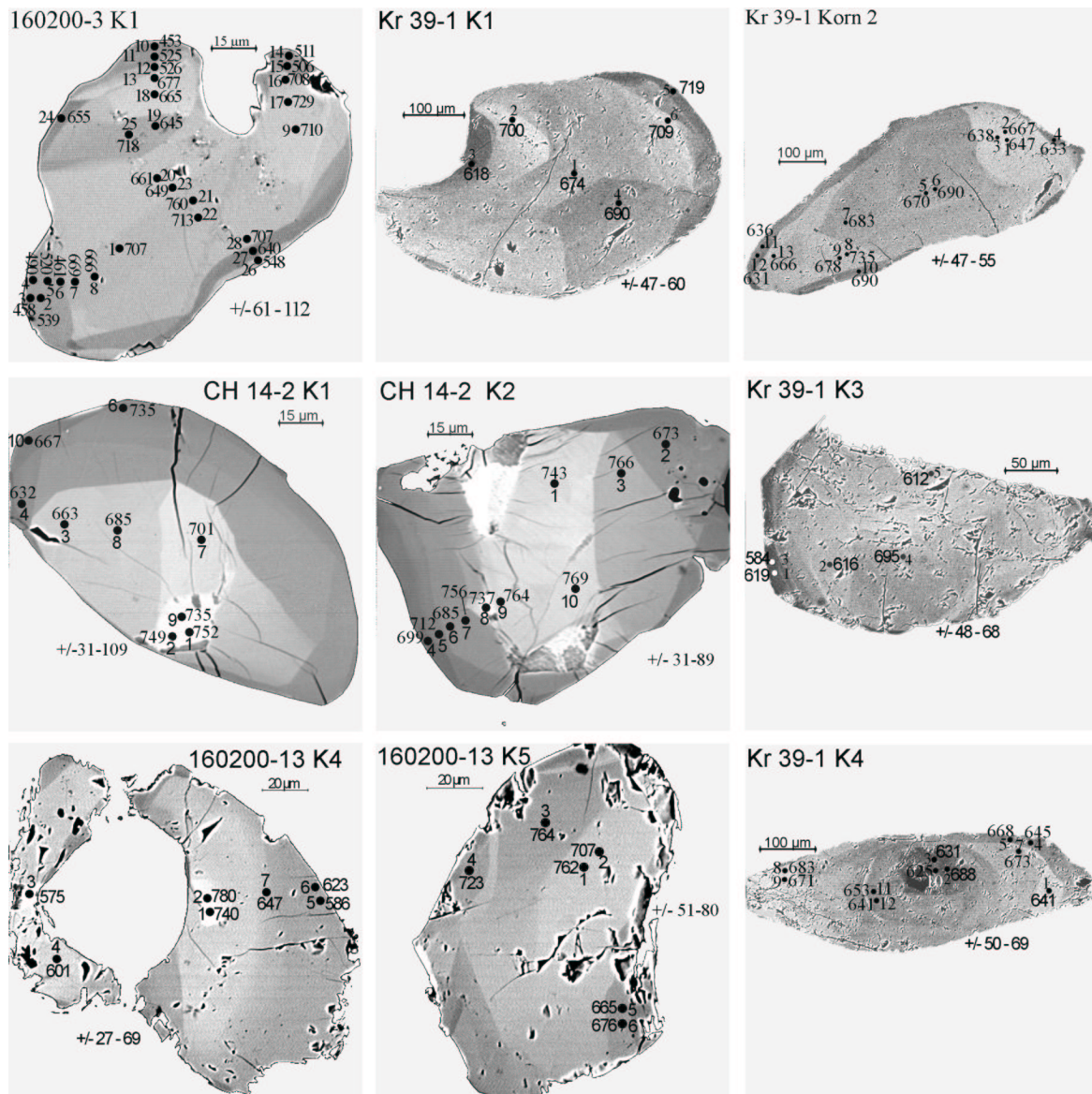


Abb. 7.67: BSE-Abbildungen der Monazitkörner der Leukosome und der Proben vom Anorthosit-Komplex: KR 39-1, 160200-3, CH 14-2 und 160200-13. Die ausführliche Beschreibung findet sich im Text.

MSWD=1.17). Die beobachteten Altersunterschiede zwischen den Körnern sind nicht signifikant und können auch zufällig sein.

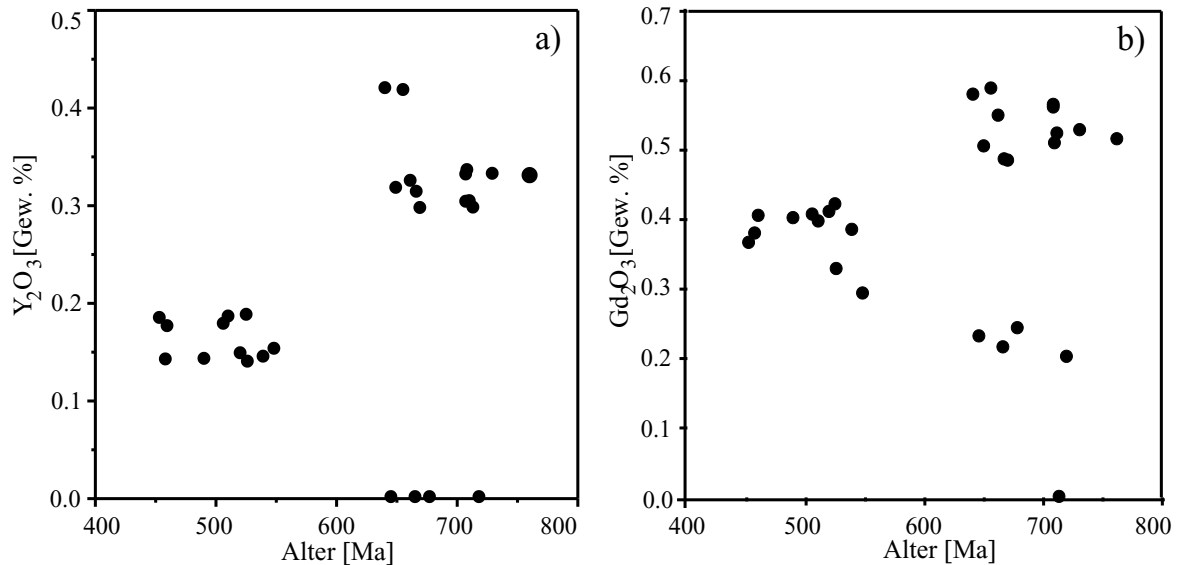


Abb. 7.68: Chemische Zonierung von Y_2O_3 (a) und Gd_2O_3 (b) in der Probe 160200-3. Erläuterungen im Text.

CH14-2, Ferrodiorit und 160200-3, Leukonorit Die beiden intensiv deformierten Proben 160200-13 (Leukonorit) und CH14-2 (Ferrodiorit) stammen vom äußeren Rand des Balugaon Anorthosit-Massivs. Im Ferrodiorit gibt es eine sekundäre stoffliche Bänderung, die aus geplätteten Aggregaten von mm- bis cm-Größe gebildet wird, die entweder nur aus Plagioklaskörnern oder aus Orthopyroxen, Granat, Biotit und opaken Phasen bestehen. Granat tritt porphyroklastisch auf, aber auch Koronen zwischen Plagioklas und mafischen Phasen kommen vor. Blauquarz bildet zahlreiche linsenförmige, rekristallisierte Aggregate, die wahrscheinlich durch krustale Kontamination am Rande des Anorthositkomplexes entstanden.

Auch der Leukonorit 160200-13 setzt sich aus Plagioklas und geplätteten Domänen bestehend aus Orthopyroxen, koronitischem Granat und opaken Phasen, die subparallel zum Lagenbau im Ferrodiorit orientiert sind, zusammen. Linsen aus Blauquarz treten ebenfalls in dieser Probe auf. Eine hochtemperierte Hydratation wird durch sporadisch auftretenden, koronitischen Amphibol um Orthopyroxen und opake Phasen angezeigt.

In der Ferrodiorit-Probe CH14-2 wurden 24 Punkte in drei Körnern gemessen, in der Probe 160200-13 13 Punkte in zwei Körnern (Abb. 7.67 c u. d). In beiden Proben zeigen die Monazite hohe, in einigen Domänen sogar extreme Th-Gehalte zwischen 26–33 Gew.%Th. In der randlichen Umgebung dieser hoch-Th-Domänen sind die Monazitkörner von Sprengissen durchzogen, was auf eine durch beginnende Metamiktisierung hervorgerufene Volumenzunahme der hoch-Th-Domänen deutet (die

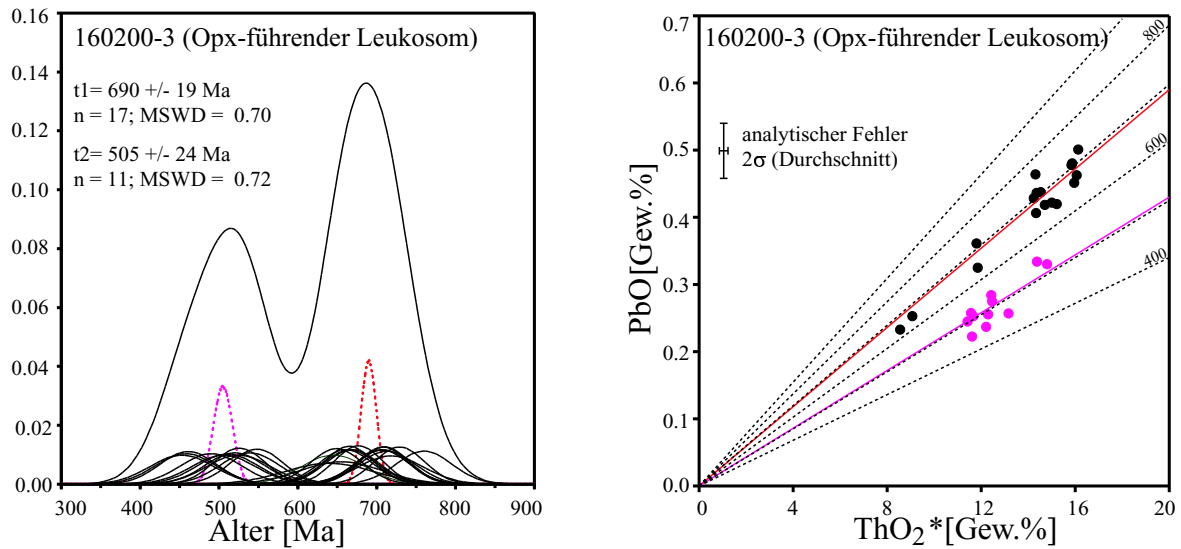


Abb. 7.69: Gewichtete Histogramm- und CHIME-Darstellung der Probe 160200-3, Opx-führender Leukosom. Beide Diagramme spiegeln deutlich die im Text beschriebene Alterszoningung wider.

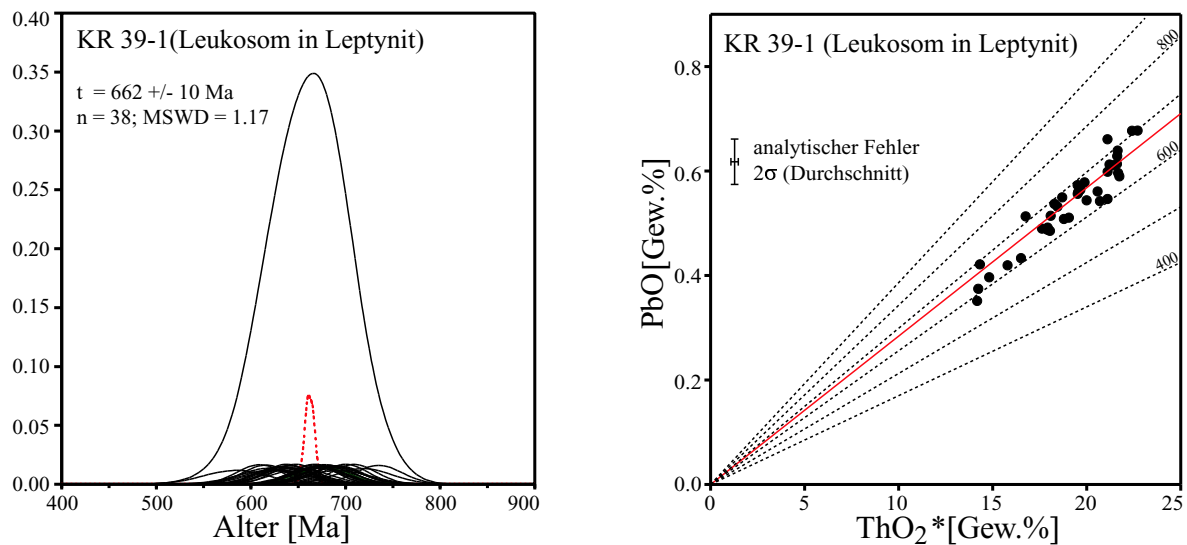


Abb. 7.70: Gewichtete Histogramm- und CHIME-Darstellung der Probe KR 39-1. Die statistische Auswertung ergibt eine einzige Alterspopulation.

Interferenzfarben dieser Domänen liegen im unteren Bereich der 1. Ordnung). Manche Bereiche der hoch-Th-Domänen ließen sich nicht datieren (CH14-2 Korn 2), da

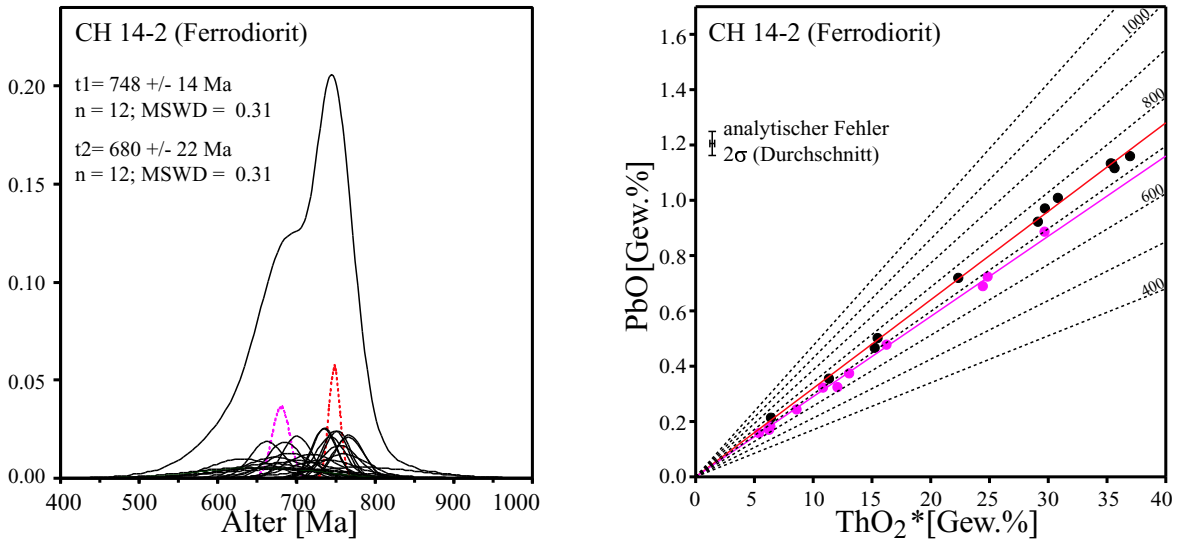


Abb. 7.71: Gewichtete Histogramm- und CHIME-Darstellung der Probe CH 14-2. In beiden Diagrammen wird deutlich, dass die beiden Alterspopulationen nahe beieinander liegen. Die Einzelalter besitzen jedoch aufgrund der hohen Th-U-Pb-Gehalte relativ kleine individuelle Fehler.

sie nicht strahlbeständig waren, möglicherweise ebenfalls durch die teilweise Metamiktisierung bedingt. Die beobachteten Einzelalter variieren zwischen 780 ± 37 Ma und 575 ± 27 Ma. In einigen Domänen wurden keine Einzelalter unter ~ 700 Ma beobachtet, z. B. der größte Teil des Kernbereichs von CH 14-2 Korn 2 und die obere Hälfte von 160200-13 Korn 2. Diese Bereiche sind von keinem späteren Ereignis verändert worden. Die meisten der jüngeren Einzelalter befinden sich dicht an Kornrändern. Daher ist es wahrscheinlich, dass die Ränder lokalen Pb-Verlust durch Rekristallisation oder Fluid-induzierte Auslaugung erfuhren. Gegen diffusiven Pb-Verlust spricht das Auftreten einiger älterer Einzelalter am Rand. Die Ergebnisse der statistischen Auswertung spiegeln die inhomogene Verteilung der Einzelalter wider. In beiden Proben sind zwei Ereignisse signifikant. Die älteren Populationen beider Proben stimmen mit 748 ± 14 Ma ($n=12$, $MSWD=0.31$; Abb. 7.71) für den Ferrodiorit bzw. 745 ± 22 Ma ($n=7$, $MSWD=1.54$; Abb. 7.72) für den Leukonorit gut überein.

Die Alter der jüngeren Populationen unterscheiden sich jedoch mit 680 ± 22 Ma ($n=12$, $MSWD=0.31$) für CH 14-2 bzw. 600 ± 22 Ma ($n=6$, $MSWD=1.25$) für 160200-13. Die beiden älteren Populationen erscheinen aufgrund ihrer Übereinstimmung und der beschriebenen, altershomogenen Domänen vertrauenswürdig. Für die beiden jüngeren Populationen gilt das nicht, zu ihrer besseren Erfassung wären zeitaufwändige Profilmessungen notwendig gewesen.

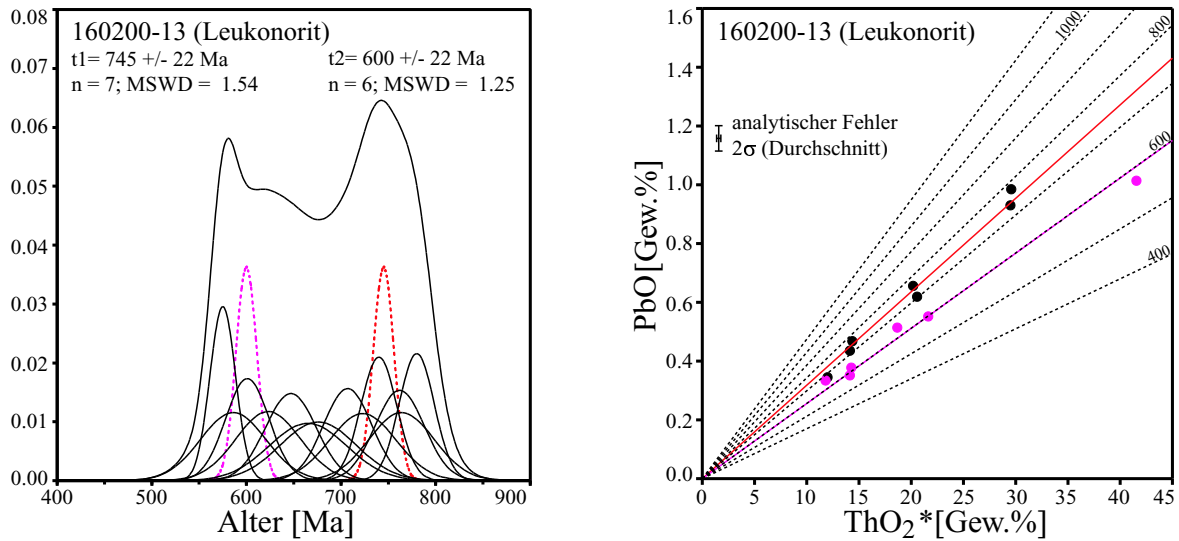


Abb. 7.72: Gewichtete Histogramm- und CHIME-Darstellung der Probe 160200-13. Obwohl sich einige Einzelalter beider Populationen überlappen, besteht durch den Verlauf der Summenkurve im gewichteten Histogramm kein Zweifel an deren Existenz.

DQ 1b und DQ 2, Metapelite Zwei Cordierit-Orthopyroxen führende Proben eines metasedimentären Granulits (DQ 1b und DQ 2) wurden im Steinbruch Dhania bei Raja Ranapur, etwa 25 km östlich des Balugaon-Massivs genommen. Dieser Gesteinstyp bildet eine mehrere km aushaltende Lage in Khondaliten und ist im wesentlichen aus Pl + Grt + Bt + Crd + Opx zusammengesetzt. Im Vergleich zu DQ 1b enthält DQ 2 mehr Granat und ist von diffus begrenzten, Opx-führenden Leukosomen durchzogen. Die Regelung von Biotitplättchen in der Probe DQ 1b zeigt eine frühe Deformationsphase an, die von einem getemperten Plagioklas-Gefüge überprägt ist. Im Gegensatz dazu bildet der Biotit in der Granat-reichen Probe DQ 2 ein flaseriges, die Granat-Blasten umfließendes Gefüge. Der Plagioklas in dieser Probe ist am Kontakt zu Granat dynamisch rekristallisiert, Biotit zeigt Knickbänder. Probe DQ 1b enthält außergewöhnlich viel Monazit, der in Plagioklas-Biotit-reichen Domänen auftritt, z. T. zusammen mit Cordierit. Die BSE-Abbildungen (Abb. 7.73) zeigen, dass die Körner einheitlich Th-zoniert sind. Idiomorphe Innenbereiche (12–15 Gew.% Th) werden durch eine stellenweise auftretende, meist schmale, sehr Th-reiche Zone (18–21 Gew.% Th) begrenzt, weiter nach außen bis zum Rand sind Th-Gehalte wie in den Innenbereichen typisch. Korn 2 zeigt zusätzlich einen unregelmäßig geformten inneren Kern mit geringerem Th-Gehalt und deutlicher Zwillingslamellierung. In der Probe DQ 1b wurden 52 Punkte auf 6 Körnern gemessen. Die Einzelalter liegen zwischen 848 ± 112 und 528 ± 75 Ma. Alter oberhalb 800 Ma, die nur im Kern von Korn 2 auf-

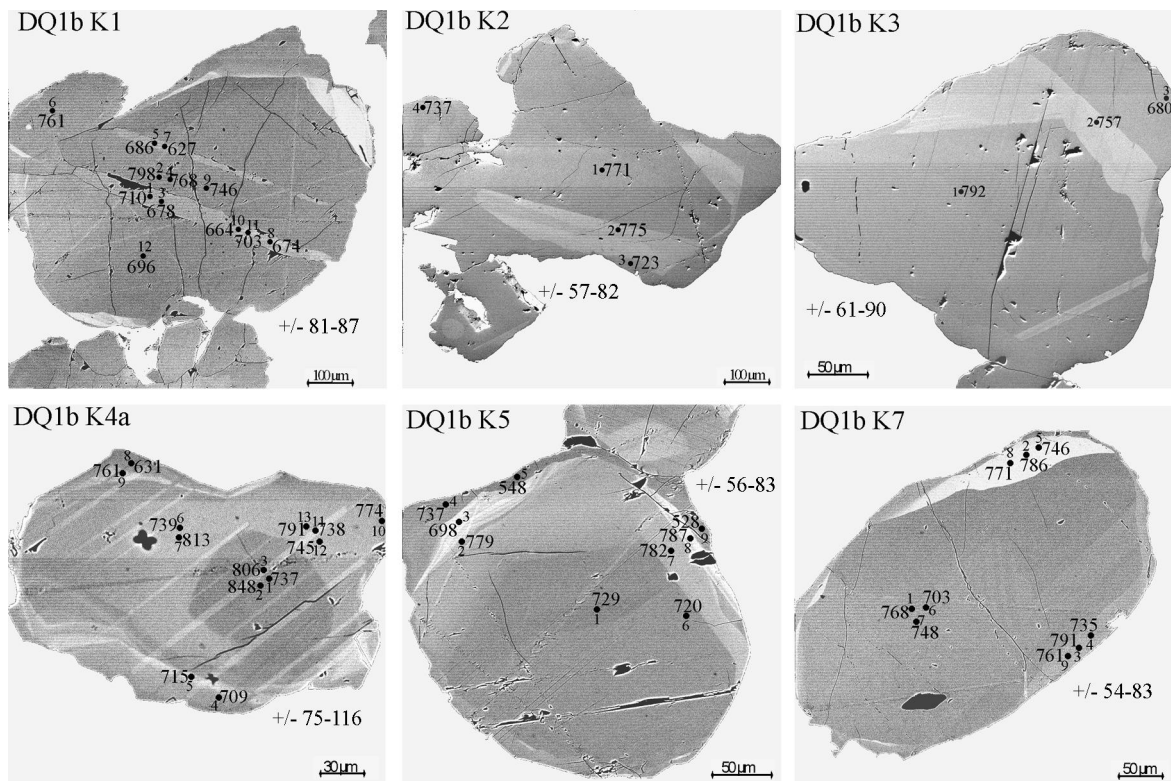


Abb. 7.73: Die BSE-Aufnahmen von Monazitkörnern der Probe DQ1b zeigen bis auf zwei Einzelalter von 528 und 548 Ma (äußerer Rand von Korn 5) keine signifikante Alterszonierung.

treten, haben aufgrund der niedrigeren Th-U-Pb-Gehalte größere 2σ -Fehler. Nur zwei Analysen am Rand von Korn 3 ergaben phanerozoische Alter von 528 ± 75 und 547 ± 81 Ma und wurden aus der statistischen Auswertung herausgenommen. Die übrigen 50 Analysen ergeben eine Population von 743 ± 12 Ma (MSWD=1.06; Abb. 7.74).

Monazit aus der Probe DQ2 ist in Granat eingeschlossen oder tritt in Crd-Opx-Domänen auf. Die Th-Zonierung unterscheidet sich wesentlich von den Monazitkörnern aus DQ1b. Korn 1 ist ausgesprochen fleckig zoniert, während Korn 3 nur zwei Zonen mit unterschiedlichen Th-Gehalten zeigt (Abb. 7.75). Die beiden übrigen Körner zeigen eine fast homogene Zusammensetzung. Es wurden 19 Punkte auf 4 Körnern analysiert, die berechneten Einzelalter liegen zwischen 1196 ± 223 und 687 ± 119 Ma. Korn 3 zeigt dabei eine klare Zonierung: Die Th-reiche Domäne zeigt Alter um 700 Ma, die Th-arme dagegen um 1000 Ma. Bei den Körnern 1 und 5 wurden keine jüngeren Domänen festgestellt. Korn 6 scheint zwar etwas jünger, ist es jedoch nicht im Rahmen der Fehler. Die statistische Auswertung bestätigt die in Korn 3 beobachtete Alterszonierung. Es ergeben sich zwei Populationen mit Altern von 943 ± 29 ($n=15$, MSWD=1.01) und

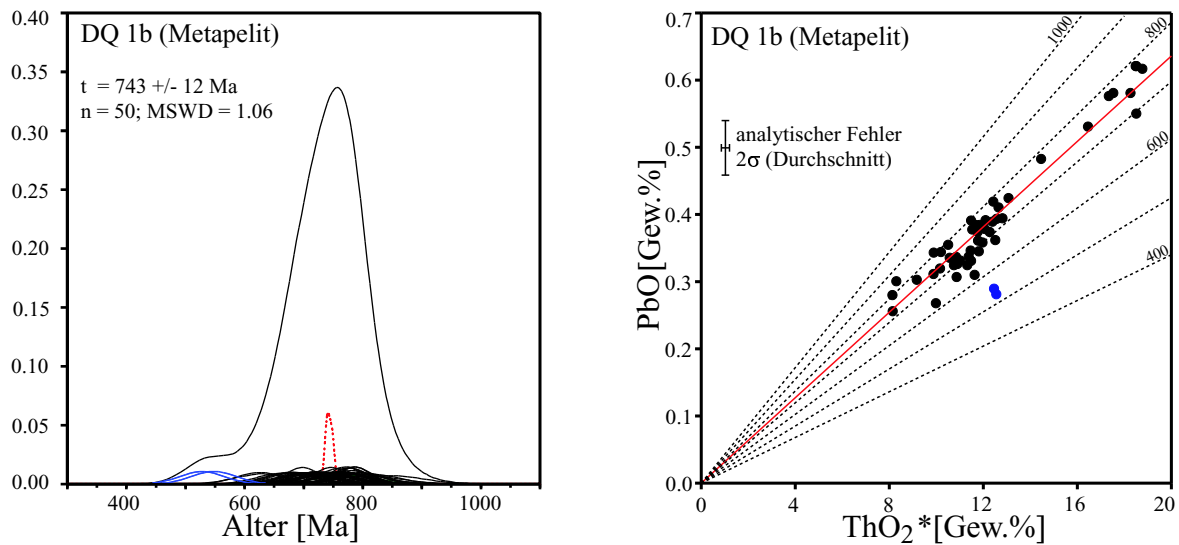


Abb. 7.74: Gewichtetes Histogramm- und CHIME-Darstellung der Probe DQ 1b. Besonders im gewichteten Histogramm wird deutlich, dass es im wesentlichen nur eine Alterspopulation gibt. Lediglich zwei Einzelanalysen (Randmessungen) sind deutlich jünger.

749±59 Ma (n=4, MSWD=1.40; Abb. 7.76).

KR 40-2, MgAl-Granulit Die Probe KR 40-2 stammt von einem MgAl-reichen Granulit, welcher in Form m-großer Linsen in einem migmatitischen Quarz-Feldspat Gneis ca. 5 km östlich des Balugaon-Massivs vorkommt. Die Sapphirin und Spinell führende Probe besteht aus Grt-Crd-Opx-Spl-Spr-Domänen mit komplexen, retrograden Reaktionstexturen, die in einer Bt-Opx Matrix eingebettet sind. Deformation ist im Wesentlichen auf mm-breite Mikro-Scherzonen beschränkt. Das Auftreten von Sapphirin belegt ultrahoch-temperierte Metamorphosebedingungen. Es wurden 10 Punkte auf zwei Körnern gemessen (Abb. 7.75), für die sich Einzelalter zwischen 1000 ± 224 und 906 ± 168 Ma ergeben. Diese bilden eine einzige Population mit einem Alter von 964 ± 54 Ma (Abb. 7.77). Die vergleichsweise hohen Fehler resultieren aus den niedrigen (Th, U, Pb)-Gehalten.

7.6.8 Interpretation der EMS-Monazitalter der Chilka Lake Region

Die Monazitdaten der untersuchten Proben aus der Chilka Lake Region zeigen komplexe EMS-Altersmuster, die eine polyphase Entwicklung der Kruste dieser Region bestätigen. In einigen Fällen sind die Altersmuster so komplex, dass sie sich nicht

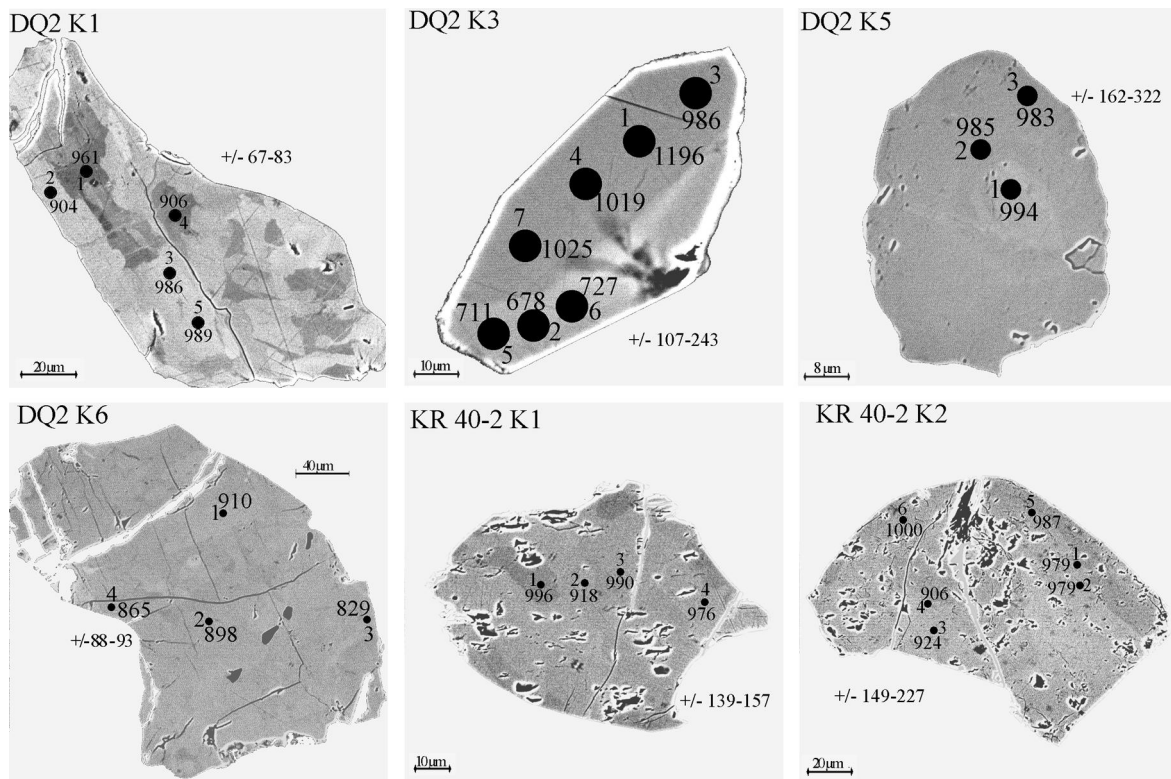


Abb. 7.75: BSE-Abbildungen der untersuchten Körner aus den Metapelit-Proben DQ 2 und KR 40-1. Im Gegensatz zu den anderen Chilka-Lake Proben zeigen diese Monazite Alter von meist 900–1000 Ma. Nur DQ 2 Korn 3 ist alterszoniert und enthält eine Zone mit jüngeren Einzelaltern, die vergleichbar mit DQ 1b sind (siehe Text).

zweifelsfrei interpretieren lassen. Dies gilt besonders für zeitlich dicht aufeinander folgende Ereignisse, deren berechnete Alter sich wegen der begrenzten analytische Genauigkeit nicht mehr signifikant diskriminieren lassen. Dies gilt besonders, wenn die untersuchten Körnern einer Probe keine deutlichen Alterszonierungen aufweisen. Trotz aller Schwierigkeiten lassen sich vier Altersgruppen definieren:

- Spät-Mesoproterozoische Alter zwischen 964–921 Ma. Diese Alter stimmen mit publizierten konventionellen U-Pb-Altern (Zirkon, Monazit, Allanit) überein, die wahrscheinlich die regionale granulitfazielle Überprägung des Kristallins datieren (Mezger und Cosca, 1999; Krause u. a., 2001).
- Zwei Neoproterozoische Alterscluster von 762–743 und 690–662 Ma, die bisher noch nicht aus dem EGB beschrieben wurden

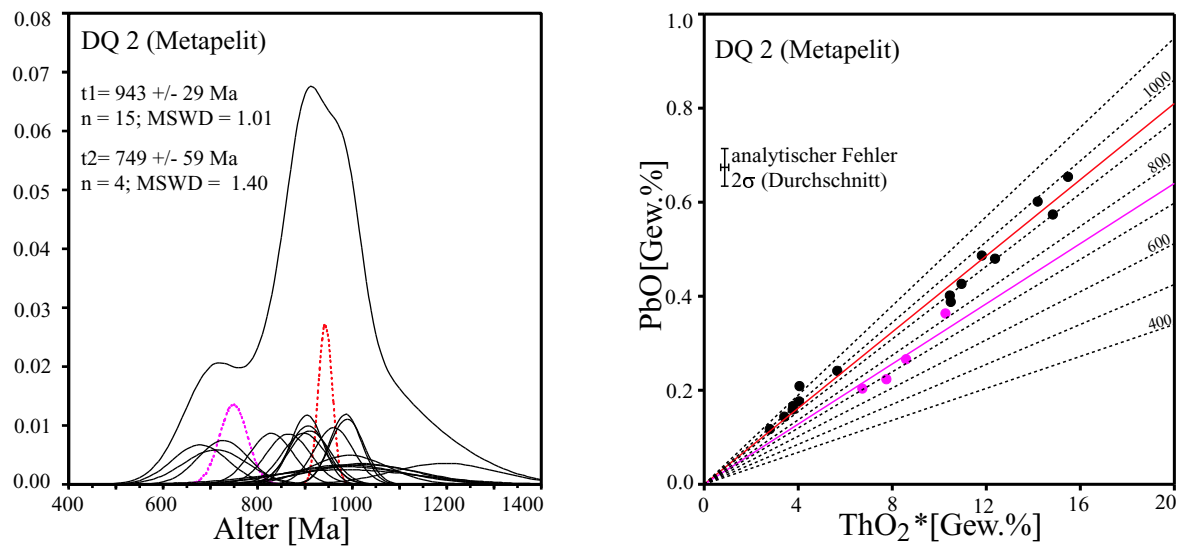


Abb. 7.76: Gewichtete Histogramm- und CHIME-Darstellung der Probe DQ 2. Die asymmetrische Summenkurve im gewichteten Histogramm ist durch die Alterszonierung von Korn 3 verursacht.

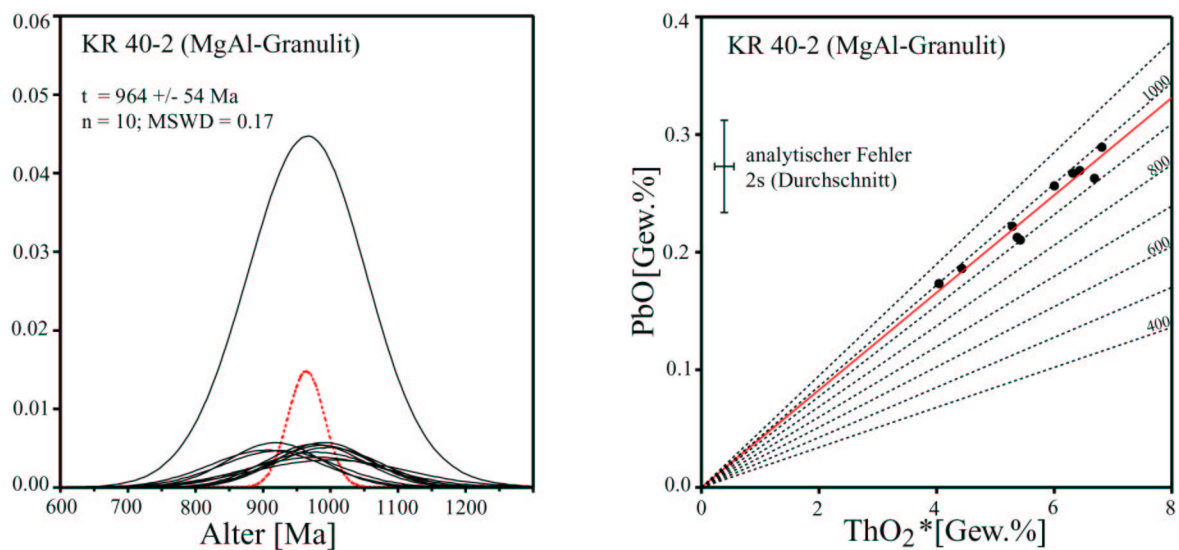


Abb. 7.77: Gewichtete Histogramm- und CHIME-Darstellung der Monazitdaten der Probe KR 40-2. Die berechneten Einzelalter bilden eine einzige Alterspopulation. Eine spätere Überprägung ist anhand der untersuchten Monazitkörner dieser Probe nicht nachweisbar.

- Früh-Phanerozoische Alter zwischen 520 und 505 Ma aus der Region südlich von Khurda stimmen mit konkordanten U-Pb-Titanit-Altern überein sowie mit U-Pb-Titanit-Altern der meisten EGB-Regionen. Die Isotopensysteme wurden während eines mittel- bis hochgradigen thermischen Ereignisses partiell zurückgestellt (Mezger und Cosca, 1999).

Außerdem belegen die Monazitalter in Verbindung mit den UPb-Zirkon-Altern von Krause u. a. (2001) eine lang anhaltende Entwicklung der Chilka Lake Region während des mittleren Proterozoikums. Diese Entwicklung begann wahrscheinlich mit der Platznahme des Chilka Lake Anorthosit-Komplexes vor 792 ± 2 Ma. Die Mittel-Proterozoischen EMS-Monazitalter werden wie folgt interpretiert (Dobmeier und Simmat, 2002):

Leukosome in Leptyniten: Die Monazit-Analysen aus dem Orthopyroxen-führenden Leukosom 160200-3, das synkinematisch während D3 gebildet wurde, ergeben Alter von 690 ± 19 und 505 ± 24 Ma. Das jüngere Alter steht sicherlich mit der kambrischen, thermischen Überprägung in Verbindung, von der wiederholt berichtet wird (Mezger und Cosca, 1999 und Zitate darin; diese Arbeit). Dagegen sollte das ältere Alter die Platznahme des Leukosoms datieren. Allerdings ergeben die Monazitkörner aus der Probe KR 39-1 ein Alter von 662 ± 10 Ma. Diese Monazitkörner wurden ausschließlich in dem grobkörnigen Leukosom-Netzwerk gefunden, das sich bei der Umwandlung der Leukogranite in Leptynite bildete. Dieses Netzwerk zeichnet die pervasive Foliation S_2 nach. Dieser Widerspruch zwischen struktureller Beobachtung und den berechneten Monazitaltern ist möglicherweise darin begründet, dass einzelne zurückgestellte Alter schlecht erkannt werden können. Die meisten Einzelalter der Probe KR 39-1 liegen dicht bei 690 Ma und nur einige wenige streuen um 630 Ma. Würden diese jüngeren Einzelalter als (partiell) zurückgestellt betrachtet und aus der Berechnung der Alterspopulation herausgenommen, würden die Populationsalter beider Leukosomproben gut übereinstimmen.

Proben aus dem Anorthositkomplex: Der Monazit tritt in diesen Proben in Form von Einschlüssen in Oxidphasen und koronitischem Granat auf, was auf eine frühe Bildung der Monazitkörner vor oder spätestens während der isobaren Abkühlung hinweist. Daher ist es plausibel, dass die beiden Alterspopulationen von 745 ± 22 und 748 ± 14 Ma aus den Proben vom Westrand des Balugaon-Massifs die Abkühlung nach der Platznahme des Anorthosits datieren, wenngleich die Zeitspanne zwischen Platznahme und Reäquilibration sehr hoch erscheint. Alternativ könnten die Monazitalter auch mit der Platznahme des voluminösen porphyrischen Leptynites bei Bikromopur im Zusammenhang stehen. Um diese Frage zu beantworten, wären zusätzliche Altersdaten aus dem porphyrischen Leptynit und dem östlichen Rand des Balugaon-Massifs notwendig.

Metasedimentäre Granulite: Auf der Basis struktureller Beobachtungen stellten Dobmeier und Raith (2000) fest, dass die suprakrustalen Gesteine die älteste lithologische Komponente in der Chilka Lake Region darstellen. Die Monazitalter von 964 ± 54 Ma (KR 40-2), 943 ± 29 Ma (DQ2) und 921 ± 19 Ma (KR37-3) bestätigen diese Interpretation. Diese Alter stimmen gut mit dem metamorphen Ereignis im (spät-?)Grenvillian (965–945 Ma) überein, das in den meisten Regionen des EGB das Gefügeprägende Ereignis ist (Mezger und Cosca, 1999 und Zitate darin).

Alter von 762 ± 17 Ma (KR 37-3), 749 ± 59 Ma (DQ 2) und 743 ± 12 Ma (DQ1b) sind schwierig zu interpretieren. Eine Korrelation mit der thermischen Aureole des Balugaon-Massifs scheint unwahrscheinlich, denn die Lokalitäten der Proben liegen mehrere Pluton-Radien vom Kontakt entfernt. allerdings könnten diese Alter ebenfalls mit der Platznahme voluminöser Leukogranite verknüpft werden, welche östlich des Balugaon-Massifs weit verbreitet sind. Um diese Hypothese zu testen, wären präzise UPb-Altersdaten von Zirkonen notwendig, die aus der leukogranitischen Schmelze kristallisierten.

Schließlich ist die wiederholt beschriebene pan-afrikanische Überprägung (zusammengefasst in Mezger und Cosca, 1999) auch in einigen der untersuchten metasedimentären Proben erkennbar, am deutlichsten in der Probe KR 37-3 mit 520 ± 22 Ma, aber auch in isolierten, Kornrand-nahen Punktanalysen in der Probe DQ 1b.

Tab. 7.7: Rekonstruktion der geologischen Entwicklung der Chilka Lake Region während der 790–660 Ma Periode krustaler Aktivität durch Vergleich der strukturellen Elemente im Anorthositkomplex und den Rahmengesteinen

Ereignis	Anorthositkomplex	Rahmengesteine	Alter
frühe Deformation (D1)	—	Relikte von S ₁ , F ₁ in Khondaliten und Enderbiten; Abkühlung nach der UHT-Metamorphose	964–921 Ma
Plutonismus	Platznahme; magmatischer Lagenbau	Abkühlung in der thermischen Aureole der Anorthosit-/Leukonorit-Intrusion	792±2 Ma 762–743 Ma
sinistrale, transpressive Deformation (D2–D3)	postmagmatische Foliation, steil einfallend, W–E bis SW–NE streichend	S ₂ und S ₃ , steil einfallend, W–E oder SW–NE streichend (C/S-Struktur); L ₂ /L ₃ , subhorizontal, W/WSW abtauchend F ₃ parallel zu L ₃ ; Abschiebungen NNW–SSW streichend	Minimum 662±10 Ma
letzte Deformation (D4)	NNE–SSW streichende, subvertikale, rechts-laterale Scherzonen und postmagmatische Foliation; WSW-einfallende, Schrägaufschiebungen Kompression in E–W-Richtung an	S ₄ , subvertikal, NE–SW nach NNE–SSW; F ₄ und L ₄ subhorizontal, nach WSW einfallende Schrägaufschiebungen deuten auf Kompression in E–W-Richtung hin	
thermische Aktivität		Fluid-Infiltration?	520–505 Ma

Tab. 7.8: EMS-Alter der Angul Region und Chandhikhol

Probe	Gestein	Region	Ele.	K	n ges.	Population	n
An 3-2	Khondalit	Angul	17	8	53	$t_1=1256\pm 18$ Ma	38
						$t_2= 975\pm 32$ Ma	13
						(1432, 1112)	2
An 6-1	granit. Gneis	Angul	17	4	30	$t= 969\pm 22$ Ma	30
An 2-3	Pegmatit	Angul	17	1	11	$t= 984\pm 44$ Ma	11
KR 72-1	Khondalit	Chandhikhol	17	3	26	$t_1= 915\pm 35$ Ma	16
						$t_2= 662\pm 43$ Ma	10

7.7 Angul-Region und Chandhikhol

Aus drei Proben der Angul-Region wurden Monazite untersucht: ein grobkörniger (pegmatoider) Charnockit (An 2-3), ein Khondalit (An 3-2) und ein granitischer, Sillimanit-freier Orthogneis (An 6-1). Die Altersdaten aus der Probe An 2-3 sind bereits im analytischen Abschnitt vorgestellt worden (Abb. 4.7). Eine weitere Khondalit-Probe (KR 72-1) stammt aus Chandhikhol, nahe dem nördlichen Kontaktbereich zum Singhbhum-Kraton. Die dort anstehenden Khondalite sind extrem zerschert und zeigen eine steil nach NW einfallende Foliation. Die Gesteine sind durch Oberflächenalteration tiefgründig verwittert.

An 3-2, Khondalit Die Probe An 3-2 ist ein typischer, Grt-Sill-Qtz-Kfs-führender metasedimentärer Granulit (Khondalit), der zusätzlich Qtz-Fsp-Leukosome enthält. In den restitischen Domänen tritt reichlich Monazit in Form rundlicher Körner auf, sowohl von Granat eingeschlossen als auch intergranular. Die meisten dieser Körner zeigen einen schwachen Th-Zonarbau, der überwiegend unregelmäßig ist. Besonders Korn 7 enthält buchtig-korrodiert erscheinende Domänen mit unterschiedlichen Th-Gehalten (Abb. 7.78). Bei den meisten Körnern ist ein undeutlicher, Th-ärmerer Rand erkennbar, z. B. in Korn 4. Es wurden insgesamt 53 Punkte auf 8 Körnern analysiert, von denen 5 in Abb. 7.78 abgebildet sind.

Die errechneten Einzelalter liegen insgesamt zwischen 1432 ± 85 und 922 ± 109 Ma, wobei die meisten Körnern eine Alterszonierung aufweisen, besonders ausgeprägt in Korn 4 und Korn 6. Beide Körner zeigen zumindest stellenweise schmale Ränder mit Einzelaltern um 950–1000 Ma. Die Innenbereiche lieferten Einzelalter von 1230–1280 Ma. In dem kleinen, in Granat eingeschlossenen Korn 2 dominieren die jüngeren Einzelalter, in Korn 7 die älteren. In dem winzigen, ebenfalls in Granat eingeschlossenen Korn 3 ergaben drei Analysen sehr hohe Einzelalter von 1281, 1336 und 1432 Ma. Die stati-

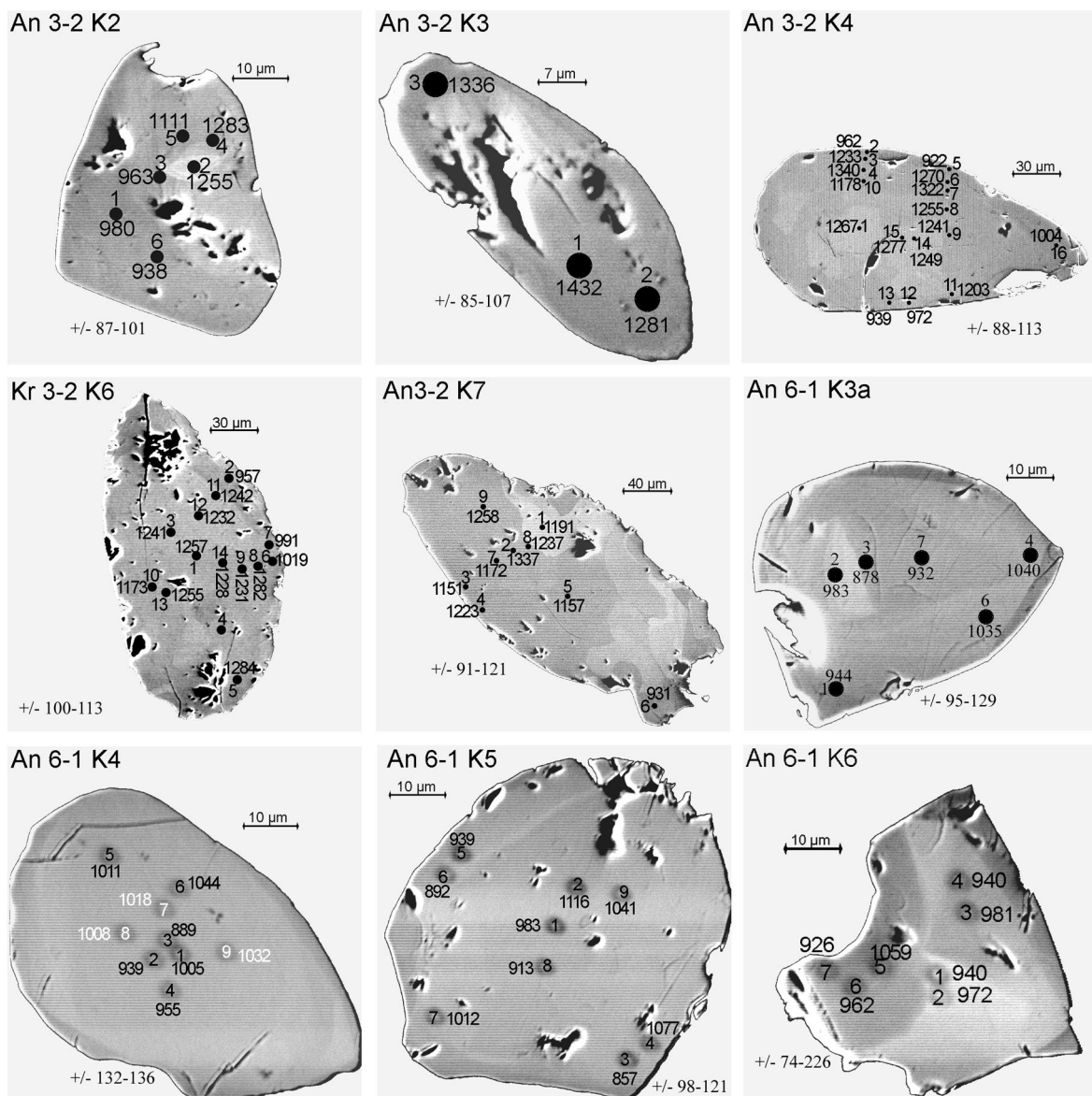


Abb. 7.78: BSE-Abbildungen der Monazitkörner aus der Khondalit-Probe An 3-2 und dem granitischen Gneis An 6-1. Während An 6-1 die üblichen Einzelalter um 960 Ma liefert, sind die Körner aus An 3-2 alterszoniert, insbesondere die Körner 4&6.

stische Auswertung ergibt eindeutig zwei Alterspopulationen mit Altern von 1256 ± 18 und 975 ± 32 Ma (Abb. 7.79). Das älteste Einzelalter von Korn 3 und ein mittleres Alter von 1112 Ma wurden vor der Berechnung der Populationen ausgeschlossen.

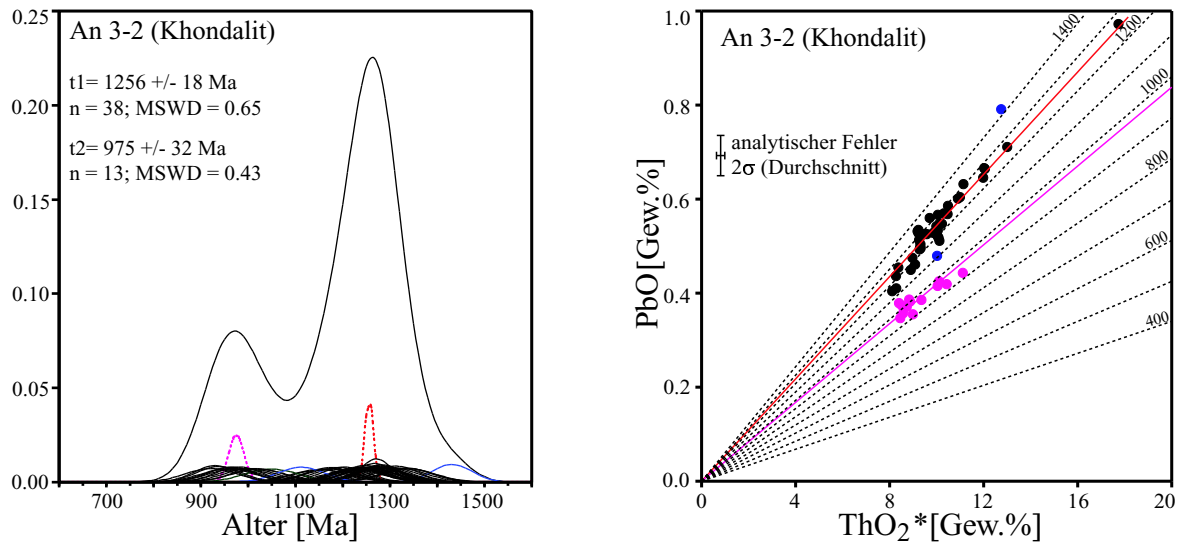


Abb. 7.79: Gewichtetes Histogramm und CHIME-Darstellung der Einzelalter aus der Khondalite-Probe An 3-2. Die in den BSE-Abbildungen schon festgestellte Alterszonierung kommt in beiden Darstellungsformen zum Ausdruck.

An 6-1, granitischer Gneis Dieser Qtz-Kfs-Gneis enthält als einzige FeMg-Phasen etwas Biotit und wenig Erz. Das Fehlen von Sillimanit unterstreicht die magmatische Herkunft des Ausgangsgesteins. Es wurden 30 Einzelalter auf 4 Körnern gemessen, die in Abb. 7.78 dargestellt sind. Im Gegensatz zu der Khondalite-Probe konnten in dieser Probe keine der ungewöhnlich hohen Einzelalter um ca. 1250 Ma oder Alterszonierungen festgestellt werden. Die statistische Auswertung ergab eine einzige Population mit einem Alter von 969 ± 22 Ma (Abb. 7.80).

KR 72-1, Khondalite Dieser durchgreifend durch Verwitterung alterierte Khondalite enthält außer Sekundärmineralen nur noch Quarz und wenige frische Granat-Relikte. Kalifeldspat und Sillimanit sind in Tonminerale und Hydroxid-Phasen umgewandelt. Akzessorischer Monazit ist jedoch in Form von Einschlüssen in Granat-Resten und auch frei in der verwitterten Matrix erhalten geblieben, oft jedoch an Rändern und entlang von Rissen hydratisiert. Es wurden 26 Punkte auf drei Körnern analysiert (Abb. 7.81). Sie sind fast homogen zusammengesetzt, lediglich Korn 2 zeigt eine schwach ausgeprägte, unregelmäßige Th-Zonierung. Während zwei Körner fast ausschließlich Einzelalter zwischen 800 und 1000 Ma ergaben, liefert Korn 2 nur Einzelalter zwischen 579 und 709 Ma. Die statistische Auswertung ergibt zwei Alterspopulationen (Abb. 7.82): Alle Einzelalter von Korn 2 und zwei Einzelalter von Korn 1 bilden die jüngere Population mit einem Alter von 662 ± 43 Ma, die zweite Alterspopulation liegt bei 915 ± 35 Ma. Die Streuung der Einzelalter der älteren Population ist recht hoch

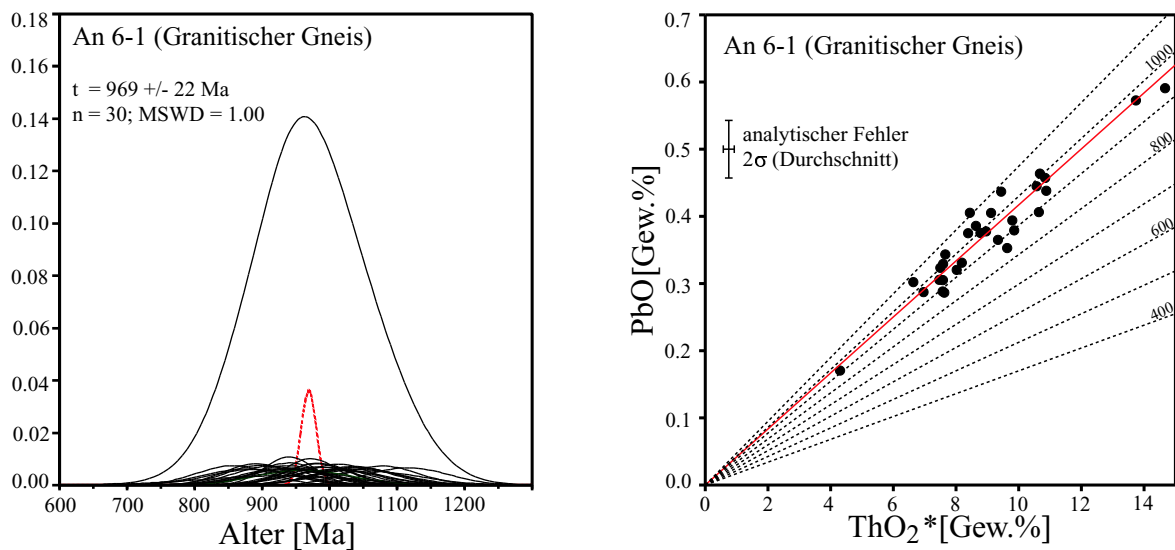


Abb. 7.80: Gewichtetes Histogramm und CHIME-Darstellung der Einzelalter aus der Khondalit-Probe An 6-1. Im Gegensatz zur vorhergehenden metasedimentären Probe fehlt im granitischen Gneis die ältere Alterspopulation.

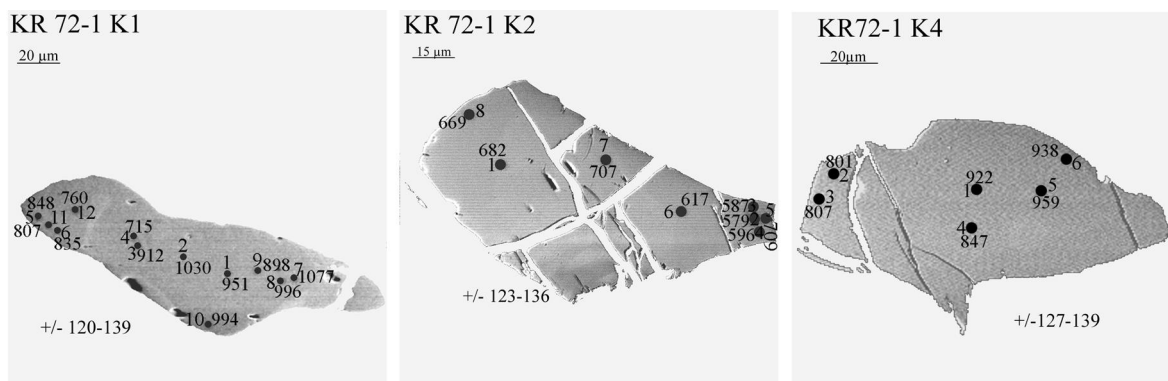


Abb. 7.81: BSE-Abbildungen der drei untersuchten Monazitkörner in der Oberflächenalterierten Khondalit-Probe KR 72-1. Korn 2 ist wesentlich jünger als die beiden anderen Körner.

(801–1077 Ma). Die Ursache ist zum einen der große Fehler der Einzelaltern. Außerdem gibt es einige Einzelalter mittleren Alters, die möglicherweise doch von dem Ereignis der jüngeren Population beeinflusst sind (Abb. 7.82). Die Streuung der Einzelalter auf dem jüngeren Korn 2 ist viel kleiner als die Streuung der Einzelalter der Körner 1&3. Auch dies ist ein Hinweis, dass es in den beiden älteren Körnern lokal zu Störungen der Th/U/Pb-Verhältnisse während des zweiten Ereignisses gekommen ist. Es ist daher nicht auszuschließen, dass die ältere Population in Wahrheit etwas älter als 915 Ma

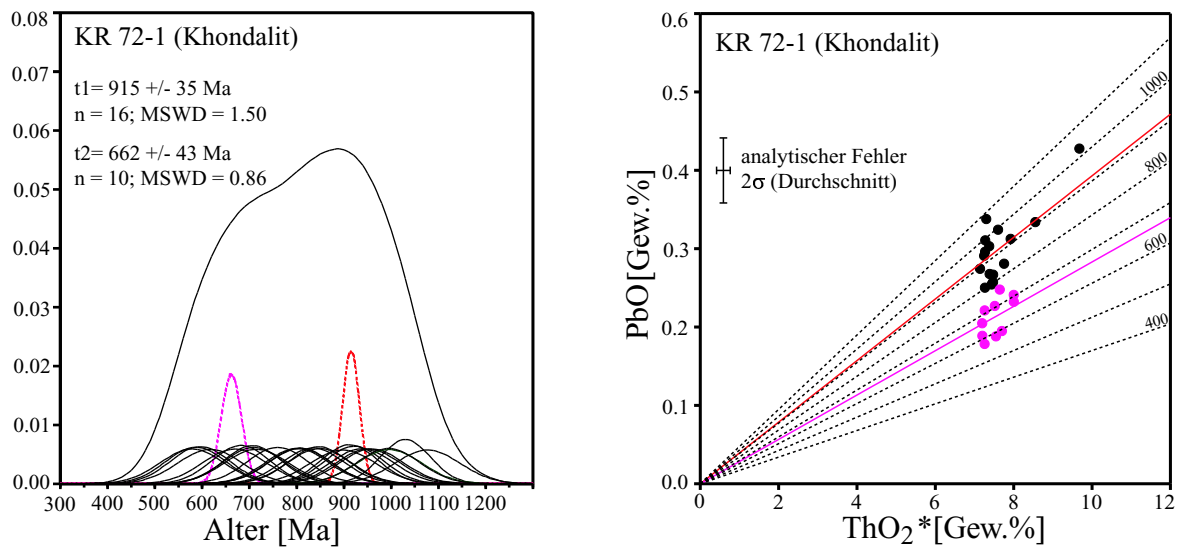


Abb. 7.82: Gewichtetes Histogramm und CHIME-Darstellung der Einzelalter der Probe KR 72-1. Sowohl die Form der Summenkurve als auch das CHIME-Diagramm zeigen, dass sich die beiden ermittelten Alterspopulationen überlappen, nähere Erläuterungen dazu im Text.

ist. Es sollte daher als ein Minimalalter interpretiert werden. Die Oberflächenalteration hatte offenbar keinen Einfluss auf die Th/U/Pb-Systematiken, denn Alter unter 579 Ma fehlen.

Kapitel 8

Diskussion der Altersdaten

Die detaillierte Beschreibung der Alterspopulationen der einzelnen Proben erfolgte im vorhergehenden Kapitel. Hier wird nun die geologische Bedeutung der EMS-Alter aus den verschiedenen Bereichen des EGB diskutiert. Schließlich werden die Regionen definiert, in denen einheitliche Monazit-Altersmuster auftreten.

Ein Ergebnis der Messungen ist, dass bei vielen Proben eine einzige Alterspopulation bezogen auf die der Anzahl von Einzelalter dominiert. Dies ist bis auf wenige Ausnahmen die älteste. Diese Populationen werden als das Alter der letzten granulitfaziellen Überprägung interpretiert. Sie ermöglichen im wesentlichen die Unterscheidung von Krustenprovinzen, die ihre prägende hochgradige Metamorphose nicht zur gleichen Zeit erfuhren.

In etlichen Proben treten untergeordnet auch jüngere Einzelalter auf. Die Zuordnung einer jüngeren Alterspopulation zu einem bestimmten geologischen Ereignis ist jedoch nicht einfach. Auffällig ist, dass komplizierte Monazit-Altersmuster für einige Regionen charakteristisch sind, z. B. Chilka Lake, Srikakulam–Chipurupalle. Anhand von Beobachtungen im Dünnschliff werden in einigen Fällen Fluid-Infiltration oder Deformation als Ereignisse erkannt, welche zur Neubildung oder Rekristallisation des Monazit führten. Meistens enthalten Monazite aus denjenigen Proben eine zweite Alterspopulation, die Merkmale einer intensiveren Fluid-Infiltration aufweisen. So zeigen beispielsweise die Proben KR 11-2 und KR 12-5 vergleichbares Korngefüge, KR 12-5 wurde jedoch intensiver Fluid-infiltriert und die Monazite zeigen im Gegensatz zu Monazit aus KR 11-2 gelegentlich jüngere Alter. Sind solche Zusammenhänge nicht erkennbar, dann ist es schwierig, einen Mechanismus als Ursache der jüngeren Einzelalter festzulegen. Diese sind jedoch in fast allen Fällen eine Folge von Prozessen, die Rekristallisation oder Neubildung von Monazit bewirkten. Unterstützt wird dies durch die Beobachtung, dass diffusive Alterszonierungen keiner der untersuchten Proben nachgewiesen werden konnten.

Zur Unterscheidung verschiedener Krustenprovinzen sind jüngere Alterspopulationen sehr wertvoll, weil sie in einigen Regionen regelmäßig festgestellt wurden und in

anderen fehlen. Besonders wichtig sind sie für die Rekonstruktion der tektonischen Entwicklung des EGB, vor allem zur Datierung der Aktivität von Scherzonen, mit der eine Fluidinfiltration einhergehen kann.

Umfang und Qualität der geologischen und strukturgeologischen Informationen, die zur Interpretation der EMS-Alter notwendig sind, sind für die meisten Regionen des EGB noch sehr unzureichend.

Die Mehrzahl der Untersuchungen im EGB war auf petrologische Forschung zu speziellen Aspekten (z. B. der UHT-Metamorphose) konzentriert. Arbeiten zur strukturgeologischen Entwicklung traten bisher in den Hintergrund. Eine Ausnahme ist die Chilka Lake Region, deren strukturgeologische Entwicklung durch Dobmeier und Raith (2000) verhältnismäßig gut untersucht ist. Hier erfolgte die Probennahme für die EMS Monazitdatierung strukturkontrolliert mit dem Ziel, Zeitmarken für die krustale Entwicklung dieser Region zu gewinnen. Die Interpretation der Altersdaten aus der Chilka Lake Region bildet daher einen Schwerpunkt dieser Arbeit, denn hier können durch die Verknüpfung mit den strukturgeologischen Daten die Möglichkeiten der Interpretation der EMS-Monazitalter am deutlichsten aufgezeigt werden.

8.1 WCZ und EKZ

Alle Proben aus dem Bereich der WCZ (Ramakrishnan u. a., 1998) enthalten eine Population von Monazit-Einzelaltern innerhalb der Zeitspanne zwischen 1650–1550 Ma (Abb. 8.1). Einzelalter, die nicht in diese Spanne fallen, konnten immer nur in geringer Anzahl festgestellt werden. Jüngere Domänen und die noch selteneren jüngeren Körner nehmen zusammengenommen nur einen geringen Teil des in den Proben vorhandenen Monazit-Volumens ein. 1550–1650 Ma ist also die Zeitspanne, in der fast alle Monazite gebildet wurden. Ob die innerhalb dieser Zeitspanne beobachteten Unterschiede zwischen einzelnen Proben eine echte geologische Bedeutung haben, oder ob sie nur eine Folge der beschriebenen Unsicherheiten der Methode sind, lässt sich nicht eindeutig beantworten. Es gibt jedenfalls keine systematischen Altersunterschiede zwischen Metasedimenten, Enderbiten und Charnockiten oder Leukosomproben.

Einzelalter über 1650 Ma treten nur sehr vereinzelt in Monazitkörnern verschiedener Proben auf (max. 1850 Ma in der Metasediment-Probe KR 51-5). Die wenigen hohen Einzelalter treten unregelmäßig auf, gelegentlich sogar an Kornrändern. Es konnte kein Korn oder eine Korndomäne mit einem reproduzierbaren Alter von mehr als 1650 Ma nachgewiesen werden. Daher lässt sich diesen Daten kein geologisches Ereignis zuordnen. Sie sind wahrscheinlich eine Folge lokaler Sekundärprozesse wie U-Verlust oder Pb-Einbau, wie sie von (Poitrasson u. a., 1996) beschrieben wurden.

Das Fehlen von Monazit-Alterspopulationen über 1650 Ma in den Metasedimenten, welche die älteste lithologische Einheit in der WCZ südlich des Godavari Rifts bilden, ist bemerkenswert, denn die Platznahme der voluminösen granitischen Intru-

sionen (Enderbite, Charnockite) in die bereits granulitfaziell vorliegenden suprakrustalen Serien fand nach Kovach u. a. (2001) bereits vor ca. 1700 Ma statt. Dies belegen diskordante, magmatische Zirkone aus den Proben KR 1-3 (Charnoenderbit), KR 11-2 (Charnokit) und KR 46-2 (Enderbit) (Kovach u. a., 2001), deren obere Diskordia-Schnittpunkte um etwa 1710 Ma streuen. Ein zweiter Zirkon-Typ, der sich vom ersten nur durch eine leichte Trübung unterscheidet und in den gleichen Proben auftritt, ist ebenfalls diskordant. Allerdings liegen die oberen Schnittpunkte dieser Zirkone bei etwa 1670 Ma (Proben KR 1-3 und KR 11-2). Eine sichere geologische Deutung dieser Zirkon-Alter lässt sich derzeit noch nicht geben (V. Kovach, pers. Mitt.).

Als Ergebnis kann festgestellt werden, dass die WCZ südlich des Godavari-Rifts vor 1594 Ma eine hochgradig-granulitfazielle Überprägung erfuhr, die alle lithologischen Komponenten erfasst hat. Der Zeitraum von 1590–1600 Ma entspricht den existierenden, nach der TIMS-Methode gewonnenen UPb-Altern von Monazit dieser Arbeit (KR 3-1, KR 1-1 und KR 1-3 sowie Kovach u. a., 2001). Sie liegen in sehr guter Übereinstimmung mit dem U-Pb Allanit-Alter von 1598 Ma eines Pegmatits (Mezger und Cosca, 1999). Die Übereinstimmung der U-Pb Alter innerhalb der Spanne 1591–1598 Ma deutet darauf, dass diese Zeitspanne das tatsächliche HT-Ereignis gut eingrenzt. Die EMS-Alterspopulationen streuen ca. 50 Ma um diese Spanne. Dass die thermische Entwicklung möglicherweise über einen sehr langen Zeitraum hinweg stattfand, darauf deuten drei Fragmente eines großen Monazit-Korns aus einem Pegmatit (Mezger und Cosca, 1999). Diese ergaben konkordante U-Pb Alter von 1672, 1632 und 1512 Ma. Mezger und Cosca (1999) interpretieren dies als Folge lokaler Monazit-Rekristallisation während verschiedener thermischer Ereignisse.

Zusätzlich zu den charakteristischen 1550-1650 Ma-Altern wurden in einigen Proben auch noch deutlich jüngere EMS-Alter zwischen etwa 1450 Ma bis 1350 Ma festgestellt. Sie treten in einzelnen Körnern oder Korndomänen auf, z. B. in KR 50-8, KR 51-5 und KR 10-4. In insgesamt sieben von 14 untersuchten Proben aus der WCZ bilden sie statistisch signifikante Populationen. Gelegentlich treten in diesen Proben auch Einzelalter zwischen 1550 und 1450 Ma auf, bei denen es nicht zu entscheiden ist, welchen Populationen sie angehören.

Die granulitfazielle Aktivität in der WCZ war nach den vorliegenden Daten mit der partiellen Anatexis vor 1594 Ma abgeschlossen. Davon ausgenommen ist die Platznahme mehrerer Alkali-Intrusionen im westlichen Übergangsbereich zum Dharwar-Kraton. So wurden Rb-Sr Gesamtgesteinsalter von Nephelin-Syeniten von Sarkar und Paul (1998) zusammengefasst. Sie liegen bei 1369 ± 28 Ma für die Intrusion bei Purimetla, 1348 ± 41 Ma für Uppalapadu und 1242 ± 33 Ma für Elchuru. Sie interpretierten die Rb-Sr-Alter als Intrusionsalter. Die Alkalikomplexe sind sämtlich deformiert (pers. Mitt. M. Raith). Da Nephelin-Syenite typisch sind für Riftzonen scheint es so, dass etwa 200 Ma nach der granulitfaziellen Regionalmetamorphose in der WCZ ein Rifting-Ereignis stattfand. Diese ging der Konvergenz voran, welche zur Bildung des eigentlichen EGB vor ca. 1000 Ma führte.

Die damit einhergehende Deformation könnte ein Ereignis sein, dessen Auswirkungen sich in den Monaziten vieler Proben widerspiegeln. Möglicherweise fand im Zusammenhang mit dem Rifting auch die Sedimentation statt, welche zur Bildung der suprakrustalen Einheiten der WKZ führten. Die gegenüberliegende Seite des auseinandergedrifteten Krustenbereichs existiert offenbar nicht mehr im Umfeld der heutigen WCZ.

Zu den in dieser Arbeit festgestellten Monazitaltern aus der WCZ passen zwei Allanit $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von 1589 und 1350 Ma, die von Mezger und Cosca (1999) veröffentlicht wurden. Der ältere Allanit trat zusammen mit Monazit in einem pegmatitischen Gang auf, der die regionalen Strukturelemente schneidet, jedoch selbst auch deformiert ist. Der jüngere Allanit stammt aus einem syenitischen Pegmatit. Somit stimmt dieses Alter mit den oben aufgelisteten Rb-Sr-Altern verschiedener Alkaliintrusionen überein. Dieses magmatische Ereignis stimmt also zeitlich eher mit den jüngsten der beobachteten 1450–1350 Ma Monazit-Alter überein.

Einige noch jüngere Monazit EMS-Einzelalter liegen zwischen 1200 und 600 Ma. Sie treten nur in wenigen Proben auf, besonders in der Probe KR 10-4, in welcher einige analysierte Punkte klar jünger sind als typisch für Monazit der WCZ. Doch die Streuung dieser jungen Einzelalter ist so groß, dass sie keine eigene Population bilden. Ihre geologische Bedeutung ist ungewiss. Möglicherweise geben sie einen Hinweis auf ein Ereignis, das im Zusammenhang mit der Pan-Afrikanischen Orogenese steht, welches jedoch nicht zu einer vollständigen Zurückstellung führte. Dass pan-afrikanische Aktivität zumindest lokal auch in der WCZ stattfand, ist durch die Charnockit-Probe KR 3-1 belegt. Die in ihr beobachteten Monazit-Ränder mit Altern von ca. 550 Ma sind vermutlich durch Lösung-Fällung im Zusammenhang mit Fluid-Infiltration entstanden. In keiner weiteren Probe aus dem Bereich der WCZ wurden bisher vergleichbar junge Einzelalter festgestellt, es ist zugleich das erste pan-afrikanische Mineralalter für diese Region überhaupt.

Die EMS-Altersdaten unterhalb etwa 1550 Ma zeigen, dass nach der granulitfaziellen Regionalmetamorphose vor ca. 1590–1600 Ma noch mindestens zwei Überprägungen stattfanden. Da diese jüngeren Alter insgesamt nur untergeordnet vorkommen, erreichten diese Ereignisse sehr wahrscheinlich keine granulitfaziellen Bedingungen. Das jüngste bisher dokumentierte Mineralalter aus dem südlichen Teil der WCZ ist ein von Mezger und Cosca (1999) veröffentlichtes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Hornblende-Alter von ca. 1111 Ma von eines Amphibolits. Die Autoren schlossen daraus, dass eine eventuelle pan-afrikanische Überprägung in diesem Bereich wesentlich schwächer war als im zentralen und nördlichen Bereich des EGB, wo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von Hornblende typischerweise mit ca. 600 Ma pan-afrikanisch sind. Monazite aus metapelitischen Granuliten des Vijayawada-Gneises (Westliche Khondalite Zone), der unmittelbar an die WCZ grenzt, ergeben deutlich jüngere EMS-Alter. Die ermittelten Alterspopulationen liegen bei 1181 ± 35 Ma (Granat-gepanzerte Monazite) sowie bei 995 ± 31 und 856 ± 35 Ma (intergranulare Monazite).

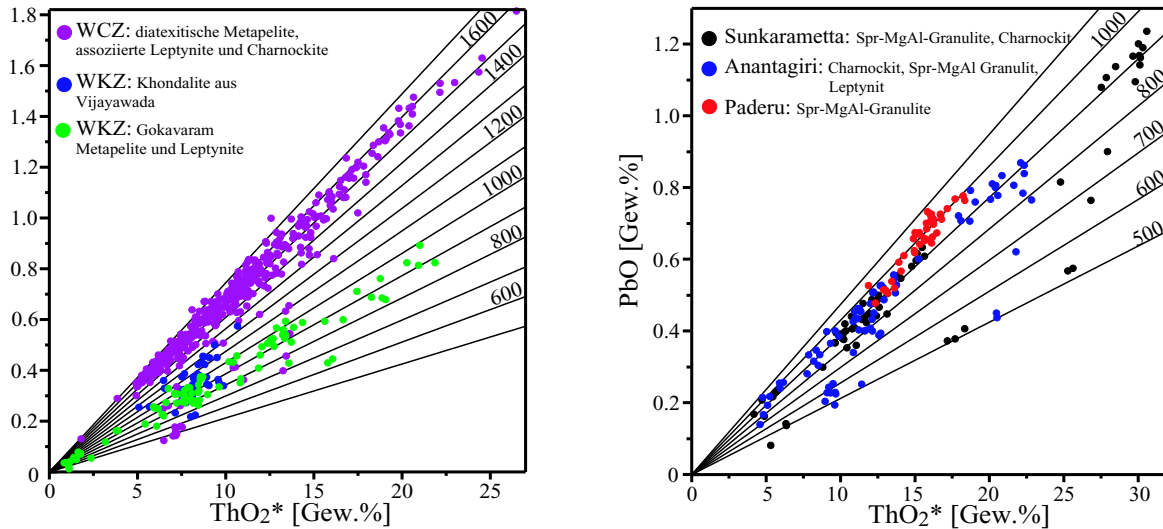


Abb. 8.1: Dargestellt sind die zusammengefassten Monazit-Altersdaten von Gesteinen aus a) der WCZ und der unmittelbar angrenzenden WKZ sowie b) der Region Arakutal. Die EMS-Monazitalter der WCZ und der angrenzenden WKZ unterscheiden sich markant um mindestens 600 Ma. Die Sileru-Scherzone, die beide Bereiche voneinander trennt, muss daher eine wichtige krustale Trennzone sein. Dass es sich um eine plattentektonische Suture handelt, konnte jedoch noch nicht belegt werden.

In der Region Arakutal treten hauptsächlich neoproterozoische EMS-Monazitalter zwischen 850–1050 Ma auf, die mehrere Populationen bilden. Außerdem gibt es eine schwache, aber signifikante Überprägung vor 500–550 Ma. Die im Bereich zwischen etwa 800 und 550 Ma liegenden Einzelalter streuen beträchtlich, lediglich in einer Charnockit-Probe aus Anantagiri ist eine Population mit einem Alter von ca. 800 Ma signifikant.

Während die beiden jüngeren Alterspopulationen typisch sind für den gesamten Eastern Ghats Belt mit Ausnahme der WCZ, findet sich ein zur älteren Population zumindest näherungsweise vergleichbares Populationsalter nur in der Khondalite-Probe KR 3-2 aus dem Gebiet von Angul.

Die Sileru-Scherzone, welche die mittelproterozoisch-granulitfazielle WCZ von der östlich angrenzenden, neoproterozoisch-granulitfaziellen WKZ trennt, muss daher eine bedeutende tektonische Trennzone sein. Dabei stellt der südliche Bereich der WCZ vermutlich ein eigenes Terran dar, dessen Entwicklung vom nördlichen Teil der WCZ getrennt verlief. Dies zeigen sowohl Sm-Nd-Modellalter (Rickers u. a., 2001a) als auch U-Pb-Zirkonalter (Kovach u. a., 2001). Dobmeier und Raith (2003) schlagen daher vor, die WCZ zu trennen, nämlich in ein südliches Terran namens Krishna Provinz, der die niedrig- bis mittelgradig metamorphen Serien des Nellore-Khammam Schist Belts noch hinzugerechnet werden und ein nördliches, archaisches Terran, die Jeypore Provinz. Die Grenze zwischen dem südlichen und dem nördlichen Teil der WCZ liegt vermut-

lich auf der Höhe von Balimela, etwas nördlich des Godavari-Rifts. Beide sollten vom mesoproterozoischen Terran des EGB abgetrennt werden. Leider ist der kinematische Charakter der Sileru-Scherzone bisher unklar. Offensichtlich stellt sie eine tektonische Suture dar, entlang der die neoproterozoischen Einheiten des EGB (WKZ, CMZ und EKZ) auf die bereits an den Kraton angelagerte WCZ (bzw. die beiden neu definierten Provinzen) aufgeschoben wurden. Einen Hinweis auf den Zeitpunkt der Aktivität dieser Suture könnten Mineralalter direkt aus der Scherzone oder aus angrenzenden Gesteinen beiderseits der Scherzone geben. Da mittelperterozoische Alter um 1590 Ma bzw. 1430 Ma (WCZ) in den EKZ-Proben nicht festgestellt werden konnten, kommt dieser Zeitabschnitt für die Überschiebung kaum in Frage. Hätten sich die an die WCZ angrenzenden Gebiete schon zum Zeitpunkt der granulitfaziellen Metamorphose vor 1590 Ma in ihrer heutigen Lage zueinander befunden, müssten die Monazite in der WKZ auch mittelperterozoische Alter zeigen. Die vorliegenden Altersdaten der Proben von Lokalitäten, die der Scherzone am nächsten liegen, (KR 3-1, KR 10-4, KR 11-2), zeigen neben den 1590er Altern auch deutlich jüngere Einzelalter bis weit unter 1000 Ma. Die EMS-Daten streuen jedoch über einige 100 Ma und bilden mit Ausnahme der 513 Ma-Population des Charnockits KR 3-1 keine Alterspopulation. Auch in den Khondalit-Proben des Vijayawada-Gneises deuten einige junge EMS-Einzelalter von ca. 640 Ma auf eine pan-afrikanische Überprägung, vermutlich eine Fluidinfiltration. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt erscheint daher ein pan-afrikanisches Alter der Sileru-Scherzone am wahrscheinlichsten (Simmat und Raith, 1998).

Für eine pan-afrikanische Phase krustaler Aktivität sprechen auch die Ergebnisse der EMS-Monazit-Datierung von Hofmann (2001) an Spr-Crd Granulitproben der nahe am Kontakt zum Bastar-Kraton gelegenen Lokalität Deobhog im nordwestlichen EGB-Bereich, nördlich der archaischen WCZ bzw. Jeypore-Provinz. Es wurden dort Alterspopulationen im Grenvillian festgestellt (1049 ± 323 , 964 ± 178 , 906 ± 46 Ma), sowie in einigen Proben eine starke pan-afrikanische Überprägung (539 ± 72 und 530 ± 74 Ma).

8.2 WKZ (Gokavaram), Arakutal–Anakapalle, Srikakulam

Gokavaram Die Proben aus Gokavaram ergaben jeweils zwei Alterspopulationen (Tab. 7.2). Die Alter der älteren Populationen liegen zwischen 950–970 Ma und stimmen im Rahmen ihrer Fehler gut überein. Es sind die typischen neoproterozoischen Monazitalter, die im weitaus größten Bereichs des EGB dominieren, ausgenommen der WCZ und der Chilka Lake Region. Es ist sehr wahrscheinlich, dass sie einen frühen Abschnitt auf von Dasgupta u. a. (1995) beschriebenen nahezu isobaren Abkühlung von Peaktemperaturen um 950°C auf 800°C datieren.

Auch die Alter der jüngeren Populationen der beiden KR-Proben stimmen im

Rahmen ihrer Fehler noch überein, während die jüngere Population der Probe RS 55 deutlich darunter liegt. In der Metasediment-Probe KR 25-1 ist die jüngere Population (840 ± 22 Ma) durch viele Einzelalter belegt. Anhand von Befunden im Dünnschliff stehen sie im Zusammenhang mit einer Deformation, denn die zurückgestellten Monazitkörner befinden sich in Mikro-Scherbahnen, in denen felsische Minerale rekristallisierten. Sie zeigen sehr unregelmäßig begrenzte Kornränder und eine ausgesprochene Th-Zonierung (Abb. 7.17). Dagegen ist das bis auf ein Einzelalter durchweg alte Korn 2a in rissigem Granat eingeschlossen, gerundet und kaum Th-zoniert. Die beiden ganz oder teilweise zurückgestellten Körner in den Mikroscherzonen sind möglicherweise ebenfalls bereichsweise rekristallisiert und erfuhren dabei Pb-Verlust.

In der Pegmatit-Probe KR 25-5 ist die Überprägung deutlich schwächer. Nur eines der drei untersuchten Körner ist teilweise zurückgestellt. Dies ist ein deutlich Th-zoniertes Korn (Abb. 7.19, Korn 2a), das vom Typ her sehr den beiden verjüngten Körnern der Probe KR 25-1 gleicht. Die beiden alten Körner sind dagegen gerundet, wie auch das alte Korn in KR 25-1. Die Ähnlichkeit der Körner deutet auf eine gemeinsame Entstehung. Tatsächlich enthält die metapelitische Probe KR 25-1 Domänen mit sehr viel Quarz und Granat, d. h. leptynitischer Komponente ähnlich KR 25-5. Die untersuchten Monazitkörner stehen daher vermutlich genetisch im Zusammenhang mit der anatektischen Bildung der leukogranitischen Schmelzen bzw. deren Kristallisation. Dies würde bedeuten, dass die ältere Populationen von ca. 960 Ma entweder die Kristallisation von Monazit aus leukogranitischer Schmelze oder die anschließende Abkühlung datieren, die jüngeren eine spätere Deformation.

In der Charnokit-Probe RS 55 treten jüngere Einzelalter noch seltener auf als in KR 25-5, das Alter der jüngeren Population ist daher mit einem großen Fehler behaftet. Sie ist allerdings durch ein deutlich überprägtes Korn belegt (Korn 3b; Abb. 7.21). Es zeigt im Gegensatz zu den älteren Körnern eine undulöse Auslöschung und ist rissig. Dieses Alter lässt sich daher am besten mit einem Deformations-Ereignis erklären, wie schon bei KR 25-1. Allerdings sind die Populationsalter dieser beiden Proben so unterschiedlich, dass zwei verschiedene Deformationsereignisse anzunehmen wären. Die undulöse Auslöschung und die Risse in Korn 3b aus RS 55 deuten auf eine kühlere Deformation im Vergleich zu der eher heißen Deformation in KR 25-1 und KR 25-5.

Arakutal–Anakapalle. Der Sapphirin-führende Granulit aus Paderu (G 85-1 und G 85-2) zeigt nur eine Alterspopulation, nämlich 993 ± 13 Ma. Die hohen Y+SSEE-Gehalte der Monazite beider Proben deuten auf sehr hohe Bildungstemperaturen (Gratz und Heinrich, 1997), im Einklang mit den aus der Silikatparagenese abgeleiteten UHT-Bedingungen (Lal u. a., 1987).

Man kann wohl davon ausgehen, dass die hochtemperierte Deformation der Spr-führenden Metapelite zumindest in den Matrix-Monazitkörnern Rekristallisation und Pb-Verlust ausgelöst haben müsste. Es wurden jedoch lediglich vier Einzelalter um

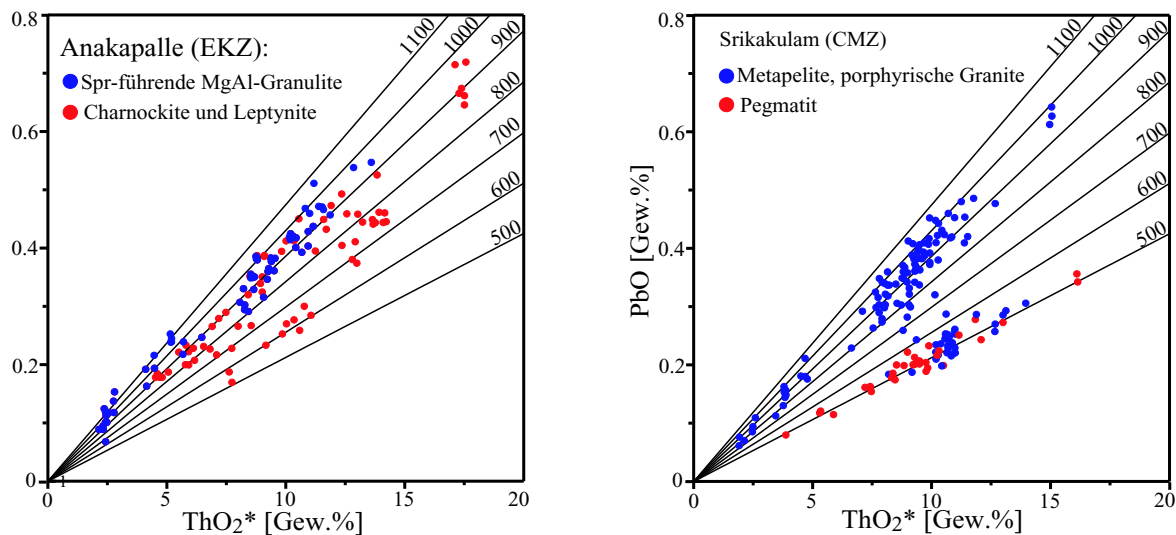


Abb. 8.2: Zusammenfassend Dargestellt sind die EMS-Monazitdaten der Proben der Lokalität Anakapalle sowie der Region Srikakulam. In der Zusammenstellung für Anakapalle fällt auf, dass nur die felsischen Gesteine auch Einzelalter unterhalb etwa 800 Ma aufweisen, diese sogar in großer Zahl.

Das Ergebnis für die Region Srikakulam unterscheidet sich durch die in den Monaziten der meisten Proben sehr verbreitet auftretenden pan-afrikanischen Alter deutlich von allen in dieser Arbeit beschriebenen Lokalitäten, mit Ausnahme der Region um Deobhog, in der nach Hofmann (2001) eine mindestens ähnlich intensive pan-afrikanische Überprägung dokumentiert ist. Die beiden Pegmatitproben sind rein pan-afrikanisch (Monazit und Pechblende).

900 Ma an Kornrändern beobachtet. Daher muss diese Deformation bereits zu dem frühen Zeitpunkt vor etwa 1000 Ma stattgefunden haben. Das Alter ist gleichzeitig ein Minimalalter für die Peakmetamorphose. Das bedeutet, dass sie zumindest in Paderu bereits deutlich vor 960 Ma stattfand. Neue EMS-Alter, die von P. Sengupta an Monaziten aus anderen Spr-führenden Proben der Lokalität Paderu ermittelt wurden, liegen bei 1100 Ma, teilweise sogar bis 1400 Ma (pers. Mitteilung P. Sengupta). Es ist nicht auszuschließen, dass die Monazitalter von ca. 1000 Ma die Abkühlung nach einer UHT-Metamorphose datieren, die nach Jarick (2000) vor 1100 Ma zur Entstehung der UHT-Paragenesen der nicht sehr weit entfernten Lokalität Anakapalle geführt hat.

Die Proben aus Sunkarametta und Anantagiri zeigen wesentlich komplexere Altermuster im Vergleich zu den Proben aus Paderu. In drei von vier untersuchten Proben liegen die ältesten Populationen nur bei etwa 900 Ma (Spr-Metapelit KR 61-2: 913 ± 14 Ma; Charnockit KR 61-6: 895 ± 17 Ma; Leptynit KR 60-5: 915 ± 14 Ma). Nur die Enderbit-Probe KR 60-1 ergab mit 951 ± 21 Ma das typische neoproterozoische Alter um 960 Ma. Alter um 1000 Ma oder älter, wie sie in Paderu auftreten, konnten in den untersuchten Proben nicht nachgewiesen werden. Dies ist erstaunlich, da die

Lokalitäten recht nahe beieinander liegen.

In drei der vier untersuchten Proben wurden dagegen auch phanerozoische (pan-afrikanische) Alterspopulationen festgestellt: KR 61-2: 520 ± 22 Ma; KR 60-1: 568 ± 35 Ma; KR 60-5: 513 ± 34 Ma. Meistens bilden die zugehörigen Einzelalter klar definierten Domänen an Kornrändern (z. B. Abb. 7.27, KR 61-2 Korn 2a und Abb. 7.29, KR 60-5 Korn 3c). Möglicherweise stehen die Alter um 900 Ma im Zusammenhang mit der Intrusionen voluminöser felsischer Schmelzen im Arakutal, die heute als porphyrische S-Typ Granite vorliegen (Krause, 1998).

Alle vier untersuchten Proben enthalten sekundäre Hydratphasen und wurden deformiert, aber nicht alle untersuchten Monazitkörner weisen pan-afrikanische Altersdomänen auf. Die vorhandenen Domänen sind scharf begrenzt, es sind also wahrscheinlich Anwachsdomänen, die durch Lösung-Fällung im Zusammenhang mit Fluidinfiltration entstanden. Das lokale Auftreten dieser Domänen schließt thermische Pb-Diffusion aus. Die pan-afrikanischen Monazitalter werden daher mit einer regional verbreiteten Fluidinfiltration verknüpft, eventuell im Zusammenhang mit einem Deformationsereignis.

Im Charnockit KR 60-1 tritt zusätzlich eine dritte Population mit einem Alter von 798 ± 29 Ma auf. Ein Zusammenhang dieser Population mit Befunden im Dünnschliff konnte nicht festgestellt werden. Ähnliche Monazit-Alter wurden aber bereits von Proben aus Gokavaram beschrieben, wo sie mit größerer Regelmäßigkeit auftreten und mit einem Deformationsereignis in Verbindung gebracht wurden.

Die Altersdaten aus verschiedenen Proben der Lokalität Anakapalle umfassen das Spektrum der aus der Region Paderu–Arakutal beschriebenen Ergebnisse. Untersucht wurden zwei MgAl-Granulite, zwei Charnockite und ein Leptynit. In Abb. 8.2 wird deutlich, dass die Monazitkörner aus den MgAl-Granuliten keine Einzelalter unterhalb etwa 800 Ma lieferten, während die Monazitdaten der felsischen Proben zwischen etwa 1000 und 600 Ma extrem streuen.

Die beiden ältesten Populationen wurden in den Spr-führenden MgAl-Granuliten nachgewiesen (KR 36-16: 980 ± 25 Ma; KR 58-10: 1005 ± 56 Ma). Diese Alter stimmen mit dem EMS-Monazitalter des Spr-führenden, metapelitischen Granulits aus Paderu überein. Die untersuchten Monazite sind in reliktschen Granatblasten der peakmetamorphen UHT-Paragenese enthalten sowie in Spr-Opx-Symplektiten, die sich während einer Phase isothermer Dekompression aus Granat und Orthopyroxen der Peakparagenese bildeten (Rickers u. a., 2001b). Teilweise extreme Gehalte an HSEE+Y bei gleichzeitiger Anwesenheit von Xenotim belegen, dass der Monazit bei sehr hohen Temperaturen im chemischen Gleichgewicht mit Xenotim stand.

Die Leptynit-Probe Kr 36-3 und der Charnockit KR 58-15 ergaben übereinstimmende Populationsalter von 907 ± 22 Ma bzw. 903 ± 24 Ma. Diese stimmen auch sehr gut mit den oben beschriebenen Monazitaltern der meisten Proben aus dem Arakutal überein. Monazit aus der Leptynit-Probe ergab noch ein zweites Alter mit 750 ± 29 Ma, für das es nur vergleichbare Daten in der Chilka Lake-Region gibt. Im wesentlichen

stammen die zugehörigen Einzelalter dieser jungen Population aus einem Monazitkorn aus der Quarz-Feldspat-Matrix, welches jedoch die gleiche Th-Zonierung wie einige von Granat umschlossene Körner aufweist (Abb. 7.37). Die übrigen untersuchten Körner sind in Granat eingeschlossen und lieferten die Einzelalter der älteren Population. Ob die Kristallisation des Leptynits mit der 903 Ma oder der 750 Ma Population verknüpft ist, kann nicht eindeutig beantwortet werden. Mehrere Gründe sprechen aber dafür, dass die Leptynit-Kristallisation mit der 903 Ma-Population in Verbindung zu setzen ist. Zum einen sind auch die in Granat eingeschlossenen Monazitkörner jünger als die Monazite der MgAl-Granulite, zum anderen stimmt dieses Alter mit der 915 ± 14 Ma-Population der Leptynit-Probe aus Anantagiri überein, ebenso das Monazit-Alter der Charnockit-Probe KR 58-15 von 907 ± 22 Ma. Dieses Alter (um 900–915 Ma) ist aus folgendem Grund sehr interessant: die granitischen Edukte der Charnockite kristallisierten aus der felsischen Schmelze, welche basische Granulite mit den darin enthaltenen MgAl-Granulit-Xenolithen intrudierte und in diesen Gesteinen eine unterschiedlich intensive Metasomatose verursachte (Rickers u. a., 2001b). Dieses für die Konstruktion des PTt-Pfades wichtige Ereignis fand demnach vor etwa 900–915 Ma statt, lange nach der UHT-Metamorphose der Metabasite und MgAl-Granulite.

Die plausibelste Erklärung der 750 Ma-Population in der trockenen Leptynit-Probe ist ein Deformationsereignis, denn das Matrix-Monazitkorn (Korn 5), auf dem sich die Population gründet, weist Deformations-Risse auf.

Die Charnockit-Probe KR 36-6 fällt mit ihrem Monazit-Alter von 619 ± 17 Ma ganz aus dem Rahmen der übrigen Anakapalle-Proben. Da Anzeichen einer Hydratation in der Probe fehlen, diese jedoch stark deformiert wurde, scheint auch hier ein Deformationsereignis zu Pb-Verlust durch Rekristallisation geführt haben. Einige ältere Einzelalter bei fast 1000 Ma deuten an, dass in einigen Domänen noch etwas ererbtes Blei enthalten blieb (Abb. 7.39).

8.3 Zentral-südlicher Bereich des EGB

Bobbili. Die EMS-Monazitalter eines porphyrischen Granits (EG 7-1) einer etwas südlich von Bobbili gelegenen Lokalität bilden zwei Alterspopulationen ($t_1 = 1011 \pm 45$ Ma, $t_2 = 874 \pm 29$ Ma). Alle im Schriff auftretenden Monazitkörner treten als Einschlüsse in Granat auf. Die ältere Population stimmt gut mit den Alterspopulationen einiger Spr-führenden UHT-Granulite aus Anakapalle und Paderu überein. Die 874 ± 29 Ma-Population ist durch ein in rissigem Granat eingeschlossenes Monazitkorn definiert. Das Alter stimmt mit den in der Region Arakutal-Anakapalle auftretenden Altern um 900 Ma überein (ein Enderbit und ein Spr-führender Metapelit aus Sunkarametta, ein Leptynit aus Anantagiri, ein Charnockit aus Anakapalle).

Aus dieser Probe wurden Zirkone mit der konventionellen U-Pb-Methode datiert (Krause, 1998). Die Isotopenverhältnisse sind jedoch diskordant. Unter Annahme eines

pan-afrikanischen unteren Konkordia-Schnittpunktes von 500 ± 50 Ma ergab sich ein oberer Schnittpunkt von 954 ± 12 Ma, jedoch wurde kein Zirkon-Alter zwischen 850 und 900 Ma festgestellt.

Chipurupalle und Srikakulam. Die Ergebnisse der Th-U-Pb-Datierung von Monazit aus Metasedimenten der Lokalität bei Chipurupalle zeigen, dass die ältesten Populationen ein Grenvillian-Alter aufweisen. Bei der metapelitischen Probe KR 65-4 liegt es bei 956 Ma, in der migmatitischen Gneisprobe KR 65-7 dagegen nur bei 856 Ma, also etwas jünger noch als die jüngere Population von EG 7-1, mit der sie im Rahmen der Fehler zwar noch übereinstimmt, aber auch etwas jünger als die Populationsalter einiger Proben aus dem Arakutal und Anakapalle. Große Intrusionen felsischer Magmen kommen bei Chipurupalle auch vor und es liegt nahe, dass sie auch hier den geologischen Hintergrund der Alter von knapp 900 Ma bilden. Die ältere Population der Aplit-Probe KR 67-2, die einen porphyrischen Granitkörper durchschlägt, liegt bei 888 Ma. Insgesamt also zeigt sich, dass Th-U-Pb-Monazit Alter in der Spanne zwischen etwa 920–840 von Gokavaram bis nach Srikakulam sehr verbreitet auftreten, neben den älteren Grenvillian-Altern.

Charakteristisch für Proben der Region Chipurupalle–Srikakulam ist jedoch das verbreitete Auftreten pan-afrikanischer Alter. Die hier auftretenden, diskordanten Pegmatitgänge, sind offenbar sämtlich pan-afrikanisch. Ältere Monazitalter konnten weder in Monazit noch in Pechblende nachgewiesen werden. Zirkon aus späten, mit Phlogopit, Diopsid, Apatit und Magnetit mineralisierten Dehnungsfugen in der Gegend von Vishakapatnam wurden von Kovach u. a. (1997); Mezger und Cosca (1999) datiert. Die konkordanten U-Pb Alter liegen bei 516 Ma, in guter Übereinstimmung mit den EMS-Monazitaltern der Pegmatite. Dies spricht für eine pan-afrikanische Dehnungstektonik in dieser Region, begleitet von einer thermischen Überprägung und Fluidinfiltration (Mezger und Cosca, 1999). Dieses Ereignis wird auch für die Bildung der häufig zu beobachteten pan-afrikanischen Ränder um ältere Monazitkerne in allen nicht-Pegmatit-Proben der Region Chipurupalle–Srikakulam verantwortlich sein. Demnach folgt auf die granulitfazielle Metamorphose vor 960–1000 Ma eine Phase intensiver Platznahme felsischer Schmelzen im Zeitraum von 920–840 Ma und ein höchstens amphibolitfazielles, pan-afrikanisches, tektono-thermisches Ereignis begleitet von der Platznahme diskordanter Pegmatitgänge. Die Region Chipurupalle–Srikakulam liegt im Nagavalli–Vamsadhara Scherzonensystem und es stellt sich die Frage, ob dieses etwa zu pan-afrikanischer Zeit aktiv war. Dazu müssten jedoch gezielt von der Scherdeformation erfasste Proben genommen und datiert werden. Hier lässt sich keine Aussage darüber treffen, zumal Vishakapatnam außerhalb dieses Schersystems liegt. Monazit aus einer Leptynit-Probe, deren Lokalität etwas weiter nördlich, außerhalb des Nagavalli–Vamsadhara Scherzonensystems liegt, enthält nur eine typische Grenvillian-Alterspopulation bei 965 Ma.

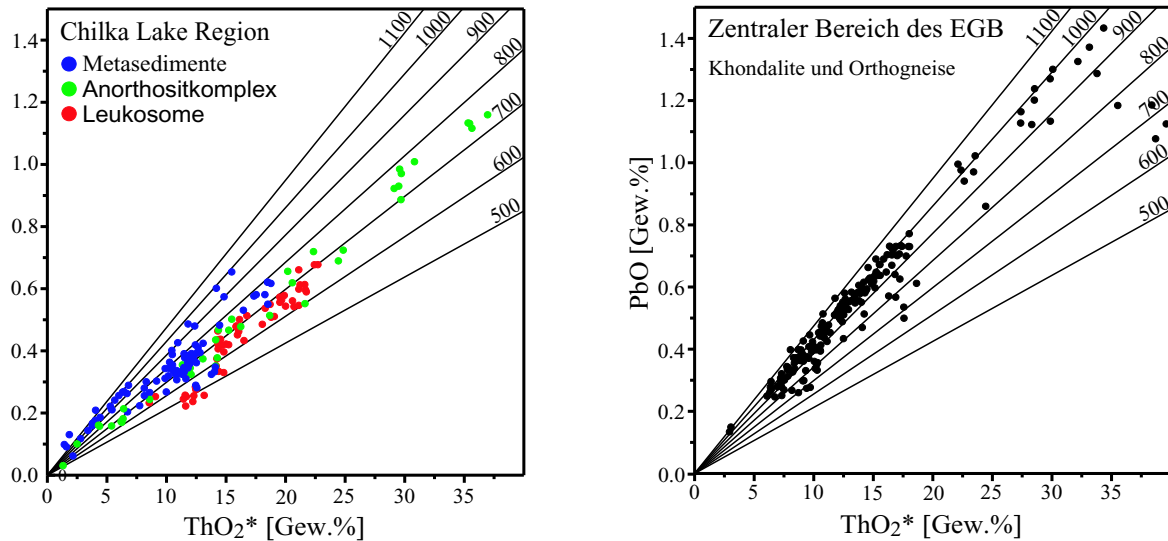


Abb. 8.3: Dargestellt sind die zusammengefassten EMS Monazitalter a) für die Chilka Lake Region und b) den zentralen Bereich des EGB.

8.4 Chilka Lake Region und zentral-nördlicher EGB

In diesem Abschnitt werden die EMS-Alter der Proben aus der Chilka Lake Region interpretiert. Eine ausführliche Darstellung geben (Dobmeier und Simmat, 2002). Die Interpretation erfolgt wesentlich konkreter als für die EMS-Alter der zuvor beschriebenen Lokalitäten, da sie sich auf einen wesentlich fundierteren geologischen Hintergrund beziehen kann und die Probennahme bereits strukturkontrolliert erfolgte.

Die EMS-Monazitalter der synkinematisch segregierten Leukosome zeigen, dass die Gefüge prägende transpressive, granulitfazielle Deformation D2–D3 vor 690–662 Ma stattfand. Zwischen dieser Deformation und der Platznahme des Chilka Lake Anorthosit-Komplexes vor 792 ± 2 Ma (Krause u. a., 2001) liegt also eine Zeitspanne von mindestens 100 Ma. In diese Zeitspanne fallen die in verschiedenen Proben festgestellten EMS-Alter von 762 bis 743 Ma, die wahrscheinlich mit der Intrusion leukogranitischer Magmen korreliert werden können. Diese Mittel-Neoproterozoische Periode krustaler Aktivität sollte als ein unabhängiges, lang anhaltendes orogenes Ereignis betrachtet werden, da es zeitlich deutlich getrennt ist von der in Monaziten der Metasedimente ebenfalls dokumentierten Grenvillian-Orogenese vor ca. 960 Ma, sowie von der Pan-Afrikanischen thermischen Überprägung vor 520–505 Ma, die mittel- bis hochgradig verlief.

Die Ausdehnung der von der Mittel-Neoproterozoischen Periode erfassten Region ist wegen noch fehlender Daten noch nicht übersehbar. Bisher wurden solche Monazitalter nur in der weiteren Umgebung der Chilka Lake Region und des Mahanadi-Deltas

festgestellt (Abb. 7.64).

Vergleichbare tektonische und geochronologische Daten aus anderen Bereichen des EGB (zusammengefasste Daten in Mezger und Cosca, 1999) sowie den ehemals angrenzenden Regionen Kemp Land und McRobertson Land des Rayner-Komplexes in der Ost-Antarktis (Clarke, 1988; White und Clarke, 1993) fehlen bisher. Das bedeutet, dass das neoproterozoische orogene Ereignis nicht akkretionär gewesen sein kann. Es bezeugt vielmehr ein regional begrenztes, kompressives Intraplatten-Ereignis, für dessen Ursache es im Augenblick noch keine befriedigende Erklärung gibt (Dobmeier und Simmat, 2002).

Vergleichbare magmatische Alter im Bereich zwischen 790–660 Ma wurden für granitische Gesteine im westlichen Vorland der Aravalli-Hills in NW-Indien beschrieben (780–680 Ma; Rathore u. a., 1999), außerdem im Norden Madagaskars (800–640 Ma; Ashwal und Tucker, 1997; Kröner u. a., 1999) und dem Wannikomplex in Sri Lanka (790–750 Ma; Kröner und Jaeckel, 1994). Es ist unklar, ob diese magmatischen Ereignisse mit unsicherer plattentektonischer Bedeutung (diskutiert in Kröner u. a. (1999)) im Zusammenhang mit regionaler Deformation stehen.

Die Ergebnisse der kombinierten Auswertung strukturgeologischer und geochronologischer Daten der Chilka Lake Region werfen einige wichtige Fragen der internen und externen Korrelation des Eastern Ghats Belt auf (Dobmeier und Simmat, 2002). Alle PT-Pfade aus dem EGB enthalten auf dem retrograden Abschnitt ein steiles, dekompressives Segment. Dies führt von etwa 800°C bei 8 kbar auf etwa 650–700°C bei 4–5 kbar (zusammengefasst in Sengupta u. a., 1999). Da U-Pb Abkühlalter von Allanit, Monazit und Zirkon darauf hindeuten, dass die Peakmetamorphose vor mehr als 980 Ma stattfand (zusammengefasst in Mezger und Cosca, 1999), wurde ein Grenvillian Alter für den retrograden Abschnitt angenommen (Sengupta u. a., 1999). Für die Chilka Lake Region lässt sich ein sehr ähnlicher Abschnitt im PT-Pfad an Gesteinen herleiten, die während des gefügeprägenden, neoproterozoischen Ereignisses durchgreifend rekristallisierten (Sen u. a., 1995; Dobmeier und Simmat, 2002).

Somit stellt sich daher die Frage, ob die retrograde Phase im ganzen EGB gleichzeitig stattfand. Dazu müsste man wissen, ob die interne Strukturierung des EGB nach dem Grenvillian-Ereignis noch durchgreifend verändert wurde, was sich zur Zeit noch nicht beantworten lässt. Die bisherige interne Gliederung des EGB ist nur lithologischen Gesichtspunkten gegründet (Ramakrishnan u. a., 1998). Die Existenz von tektonischen Kontakten zwischen den Einheiten ist bisher noch nicht durch strukturgeologische Aufnahme nachgewiesen. Ebenso ist die Natur und das Alter der großen Störzonen — Grenzstörung der Sileru-Machkund-Überschiebung, Vamsadhara-Lineament, Nagavalli-Lineament, Mahanadi-Scherzone und Angul-Dhenkanal-Scherzone (Abb. 6.1; Ramakrishnan u. a., 1998; Chetty und Murthy, 1998) — unsicher. Außerdem ist mit den vorhandenen geochronologischen Daten noch nicht zu belegen, dass der größte Teil des EGB nach der Grenvillian-Orogenese nochmals eine beträchtliche Restrukturierung erfuhr. Wenn man dem Modell eines zeitgleichen retrograden Pfades folgt, dann ist dieser

notwendiger Weise neoproterozoisch, was eine sehr langsame Abkühlung (zwischen ca. 960 und 660 Ma) des gesamten EGB innerhalb des Stabilitätsfeldes granulitfazieller Paragenesen bedeuten würde (Dobmeier und Simmat, 2002). Diese Schlussfolgerung wiederum steht im Widerspruch mit der weithin akzeptierten Vorstellung, dass der EGB seine endgültige Position bereits während der Grenvillian-Orogenese erreichte (zusammengefasst in Ramakrishnan u. a., 1998).

Wenn diese Vermutung richtig wäre, müssten die angrenzenden Kratone eine Überprägung durch eine lang-anhaltende, hochgradigen Metamorphose zeigen, denn sie hätten auf dem selben krustalen Niveau mit dem EGB stehen müssen. Die proterozoischen Deckgesteine der archaischen Gneise zeigen jedoch im wesentlichen grünschieferfazielle Mineralparagenesen. Nur in der Nähe zum Kontakt steigt der Metamorphosegrad prograd an und erreicht schließlich amphibolitfazielle Bedingungen (Gupta u. a., 2000; Dobmeier und Simmat, 2002). Die invertierte Metamorphose am Kontakt lässt sich am besten durch die Überschiebung einer heißen tektonischen Einheit (des Eastern Ghat Belts) über eine kühlere Einheit (den Kraton) erklären (Davy und Gillet, 1986).

Man kann daher annehmen, dass der Eastern Ghats Belt (WKZ, CMZ und EKZ) seine heutige Position erst nach der Grenvillian-Orogenese eingenommen hat. Da die panafrikanische Überprägung in der Nähe zum Kontakt, der 'Boundary Fault', z. B. in der Nähe von Bolangir, sehr deutlich ausgeprägt ist (Mezger und Cosca, 1999 und darin enthaltene Zitate), schlagen Dobmeier und Simmat (2002) vor, dass die endgültige Aufschiebung während dieses Ereignisses vor etwa 510 Ma stattfand. Diese Vorstellung steht in Übereinstimmung mit den EMS-Monazit Daten von Hofmann (2001). Sie konnte zeigen, dass Monazite von Lokalitäten im westlichen Teil des EGB im der Nähe zum Dharwar-Kraton überwiegend pan-afrikanische Alter besitzen.

Die Vorstellung, die Boundary Fault müsste sich während der Grenvillian-Orogenese entwickelt haben, da sie parallel zu der pervasiven Grenvillian-Foliation verläuft, ist durch die Anwesenheit der Western Charnockite Zone (nach Ramakrishnan u. a., 1998) widerlegt. Die WCZ wurde in ihrem südlich des Godavari-Rifts gelegenen Abschnitts von einer pervasiven, granulitfaziellen Metamorphose vor ca. 1600 Ma überprägt (Simmat und Raith, 1998; Mezger und Cosca, 1999; Kovach u. a., 2001). In ihrem Bereich nördlich des Godavari-Rifts erfuhr sie bereits vor 2500 Ma eine hochgradige Überprägung (Kovach u. a., 2001; Pers.Mitt.). Beide Einheiten der WCZ wurde jedoch nicht von der granulitfaziellen Metamorphose während des Grenvillian oder eines neoproterozoischen oder pan-afrikanischen Ereignisses erfasst, obwohl sie zwischen dem Kraton und einem Teil des EGB eingeschlossen ist, der von der Grenvillian-Metamorphose intensiv überprägt ist.

Ob man einen zeitgleichen, retrograden Metamorphosepfad des gesamten EGB für richtig hält oder nicht, die Daten aus Dobmeier und Simmat (2002) belegen, dass die tektonische Entwicklung des Eastern Ghat Belts sehr viel komplexer ist als bisher vermutet. Die Rekonstruktion dieser Entwicklung ist jedoch noch sehr beeinträchtigt

durch das Fehlen verlässlicher strukturgeologischer und geochronologischer Daten für weite Teile des Eastern Ghat Belts, insbesondere der vermuteten Haupt-Scherzonen.

8.5 Zentraler Bereich der CMZ

Aus dem von Chetty (1995) postulierten Nagavalli-Vamsadhara-Scherzonenkomplex wurde Monazit zweier Proben untersucht, das Opx-führende Leukosom KR 92-1 und der Leptynit KR 93-1. Wie für diese Region zu erwarten, enthalten beide Proben eine typische Grenvillian-Population, wurden also von der granulitfaziellen Regionalmetamorphose vor etwa 960 Ma erfasst. In der Leukosom-Probe wurden viele junge Einzelalter bis etwa 600 Ma festgestellt, die über einen breiten Bereich gleichmäßig streuen und keine Population ergeben. Da die betroffenen Körner offenbar teilweise metamikt sind und zahlreiche Sprengrisse um hoch-Th-Domänen besitzen, werden diese jüngeren Alter als Folge von Pb-Verlust in den teilweise metamikten Domänen interpretiert, ohne dass ein Bezug zu einem geologischen Ereignis festgestellt werden kann. Das Korngefüge beider Proben ist stark duktil deformiert, bei KR 93-1 auch anschließend getempert. Die Deformation(en) fand(en) also offenbar im Grenvillian statt oder sie führten nicht zu einer Rückstellung der Th-U-Pb-Verhältnisse, etwa durch Rekristallisation. Beide Proben geben jedenfalls keinen Hinweis auf eine eventuelle pan-afrikanische Aktivität des Nagavalli-Vamsadhara-Scherzonenkomplexes. Der genaue Verlauf der Scherzonen ist jedoch bisher noch nicht sicher kartiert. Daher ist auch nicht klar, ob die beiden Proben in direkten Bezug zu den Scherzonen gesetzt werden können. Wie im Fall der Chilka Lake Region müssten Proben aus Gesteinen datiert werden, die in einem direkten Bezug zur Deformation stehen, beispielsweise syn-deformativ intrudierte Leukosome.

Das gleiche Grenvillian-Ereignis wurde auch für den Augengneis OK 66-1 von Berhampur festgestellt. Das Korngefüge dieser Probe ist ebenfalls kräftig deformiert, eine Fluidalteration ist dagegen nicht nachweisbar. Wie bei der Probe KR 93-1 erscheint es daher wahrscheinlich, dass die Deformation nicht jünger als das EMS-Alter ist.

In den beiden untersuchten Proben aus Phulbani (KR 86-2, ein leptynitisches Leukosom und KR 87-1, ein Khondalit) dominieren ebenfalls Grenvillian-Alterspopulationen. Lediglich in der Khondalit-Probe konnte eine weitere Population mit einem Alter von 821 Ma festgestellt werden, für welches es noch keine geologische Erklärung gibt. Die Lokalität Phulbani liegt nur etwa 15 km von dem Mahanadi-Riftsystem entfernt, jedoch gibt es keinen Hinweis darauf, dass die Monazitalter einen Bezug zu diesem haben könnten.

Die ebenfalls nahe des Mahanadi-Riftsystems bei Dashapalla genommene Leptynit-Probe KR 84-2 zeigt neben der normalen Grenvillian-Alterspopulation bei 963 ± 40 Ma eine zweite Alterspopulation bei 743 ± 40 Ma. Dies ist ein Alter, wie es verbreitet in der Chilka Lake Region festgestellt wurde, die entsprechend der regionalen Verbreitung der

typischen Monazit-Altersdaten etwa 60 km von Dashapalla beginnt. Es scheint daher möglich, dass die mit diesem Alter in Verbindung gebrachte Intrusion leukogranitischer Magmen auch hier stattgefunden hat. Ob tatsächlich entsprechende Granite in der Umgebung von Dhaspalla vorkommen, ist allerdings noch unklar.

8.6 Angul und Chandhikhhol

Angul und Chandhikhhol sind die beiden nördlichsten Probenlokalitäten. Die Angul-Region ist lithologisch komplex aufgebaut (Halden u. a., 1982). Neben den monazitführenden Khondaliten treten Kalksilikat-Gneise und Quarzite auf. Diese Metasedimente werden von Charnockiten intrudiert, die teilweise pegmatitisch vergrößert sind, so auch die untersuchte Charnockit-Probe An 2-3. Granat führende Orthogneise, vertreten durch die Probe An 6-1, kommen ebenfalls vor.

Die 1256 ± 18 Ma-Population der Khondalit-Probe An 3-2 ist das älteste festgestellte EMS-Monazit Alter außerhalb der WCZ. Dieses Alter ist schwierig geologisch zu interpretieren. Ein noch am ehesten vergleichbares Alter ist jedoch das 1181 ± 35 Ma-Alter der Khondalit-Probe aus dem Vijayawada-Gleis der WKZ. Beide Khondalit-Proben haben gemeinsam, dass sie nahe am Rand der WKZ liegen. Geht man davon aus, dass detritischer Monazit während einer prograden Metamorphose abgebaut wird, sollten diese relativ alten Monazite metamorph neugebildet sein. Es stellt sich also die Frage, ob es ein metamorphes Ereignis vor etwa 1250–1150 Ma in der Angul-Region und eventuell auch in der WKZ gegeben hat. Dies lässt sich anhand der bisher untersuchten Proben allein nicht schlüssig beantworten. Die komplexe Strukturentwicklung dieser Region, in der mindestens drei Deformationsphasen, wiederholte magmatische Aktivität und Neosombildung nachgewiesen wurden (Halden u. a., 1982; Aftalion u. a., 1988), lassen diese Möglichkeit offen. Ein von Aftalion u. a. (1988) publiziertes U-Pb-Zirkon Alter von 1159 ± 59 Ma (oberer Diskordia-Schnittpunkt) aus einem Charnockit lässt sich nur bedingt mit dem EMS-Monazit Alter aus dem Khondalit vergleichen. Jedoch publizierten Mezger und Cosca (1999) ein konkordantes U-Pb-Zirkon Alter der Charnockit-Probe An 2-3 mit 960 ± 1 Ma. Dies stimmt mit der in der Khondalit-Probe nachgewiesenen Grenvillian-Alterspopulation bei 975 ± 32 Ma überein, ebenso mit dem EMS-Monazit Alter der identischen Charnockit-Probe An 2-3 (identische Probe wie in Mezger und Cosca (1999)) bei 984 ± 44 Ma und dem des Orthogneises An 6-1 bei 969 ± 22 Ma. Die im ganzen EGB mit Ausnahme der WCZ bestimmende granulitfaziale Grenvillian-Metamorphose hat also auch in der Angul-Region stattgefunden. Pan-afrikanische Monazit-Alter konnten hier nicht festgestellt werden. Die hier ermittelten EMS-Monazit Alter stimmen mit denen von Hofmann (2001) überein. Die in der Khondalit-Probe KR 72-1 von Chandhikhhol festgestellten Monazit-Alterspopulationen von 915 ± 35 Ma und 662 ± 43 Ma stimmen mit denen der Chilka Lake Region überein. Ob das Alter von 662 ± 43 Ma allerdings mit der transpressiven Deformation im Zusam-

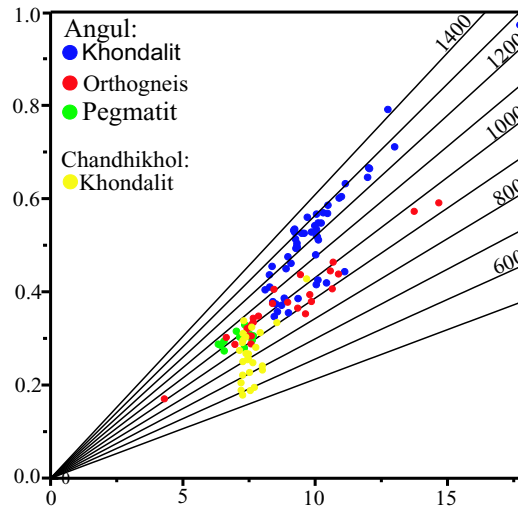


Abb. 8.4: Dargestellt sind die zusammengefassten Monazitalter der Lokalitäten Angul und Chandhikhol

menhang steht bleibt spekulativ. Es ist nicht eindeutig zu entscheiden, ob die extrem ausgebildete, steil einfallende Foliation, die für die zum Kraton kontaktnahen Gesteine dieser Region typisch sind, etwa mit der transpressiven Deformation der Chilka Lake Region in Verbindung steht. Wenn ja, hätte diese Deformation einen ganz neuen Stellenwert, denn sie stünde möglicherweise im Zusammenhang mit der Aufschiebung des EGB auf den Kraton.

8.7 Geochronologische Gliederung des EGB auf der Grundlage der Th-U-Pb-Monazit Alter

Die Ergebnisse der Monazit-Altersdatierung lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Der südliche Teil der WCZ unterscheidet sich durch seine mittelproterozoischen (1550–1650 Ma) und das Fehlen von Grenvillian EMS-Monazit-Altern (1050–900 Ma) signifikant von den angrenzenden Bereichen des EGB. Dieser Bereich muss daher als ein selbstständiges Terran betrachtet werden, das, nimmt man die genaueren U-Pb Isotopenalter als Zeitmarke, vor 1592–1598 Ma eine granulitfazielle Metamorphose mit Anatexis erfuhr. Die Eigenständigkeit dieser Region wird noch bekräftigt durch das Auftreten einer zweiten mittelproterozoischen Gruppe von Monazit-Altern bei 1450–1350 Ma, die mit untergeordneter Intensität aber sehr verbreitet nur in dieser Region festgestellt wurde. In den basischen Gesteinen des nördlichen Teils der WCZ tritt kein Monazit auf. Ein pan-afrikanisches Ereignis wurde nur an einer Probe festgestellt, deren Lokalität (Kondapalle-Region) sich in der Nähe der Sileru-Scherzone befindet. Diese tektonische

Trennlinie war möglicherweise pan-afrikanisch aktiv. Alle Proben der WKZ, der CMZ und der EKZ – mit Ausnahme der Leukosom- und Anorthosit-Komplex-Proben der Chilka Lake Region und der Pegmatitproben der Srikakulam-Region – enthalten eine Grenvillian-Alterspopulation. Dieses ausgedehnte Areal erlebte eine granulitfazielle Metamorphose im Grenvillian vor ca. 960 Ma, nimmt man wiederum die genauen U-Pb-Alter als Zeitmarke. Das verbreitete Auftreten von Monazit-Alterspopulationen um 900 Ma (Gokavaram, vor allem jedoch im Arakutal, bei Anakapalle und Chipurupalle-Srikakulam) wird mit der Platznahme felsischer Schmelzen in Verbindung gebracht.

Nur in den östlichsten Bereichen des EGB (EKZ und CMZ) treten früh-panafrikanische Monazit-Alterspopulationen zwischen 750 und 650 Ma auf (Chilka Lake und Anakapalle). Ein Alter von 750 Ma aus Anakapalle stimmt damit überein. Die 750 Ma-Alter aus der Chilka Lake Region werden mit der Intrusion leukogranitischer Schmelzen in Verbindung gebracht (Dobmeier und Simmat, 2002), obwohl dieses Alter nicht direkt, etwa an magmatischen Zirkonen, bestimmt wurde. Alterspopulationen zwischen 690 und 660 Ma grenzen den Zeitraum einer regionalen, transpressiven Deformation ein (Dobmeier und Simmat, 2002). Khondalitische Metasedimente der angrenzenden WKZ enthalten Monazitkerne und Granat-gepanzerte Monazite mit Prä-Grenvillian Th-U-Pb-Altern (1260–1180 Ma), die in keinem weiteren Bereich des EGB festgestellt wurden. Es spricht einiges dafür, dass sie tatsächlich ein metamorphes Ereignis datieren: Zum einen ist es unwahrscheinlich, dass in granulitfaziellen Metasedimenten detritaler (reliktischer) Monazit vorkommt, im Gegensatz zu Zirkon. Zum anderen ist gegenwärtig noch kein Liefergebiet bekannt, das als Quelle für Monazit mit entsprechenden Altern in Frage käme. Es sei denn, es handelt sich doch um detritalen (reliktischen) Monazit aus Gesteinen der WCZ als Liefergebiet, dessen Th-U-Pb-Verhältnisse während der Grenvillian-Metamorphose nicht vollständig zurückgestellt wurden. Dagegen spricht jedoch, dass keine Pb-Diffusionsprofile festgestellt wurden. Es ist auch keineswegs sicher, dass die WCZ das Liefergebiet für die Sedimente der WKZ darstellt.

Pan-afrikanische Alter von 550–500 Ma treten mit hoher Regelmäßigkeit in den Regionen Srikakulam, Arakutal-Anakapalle und unter Berücksichtigung der Daten von Hofmann (2001) auch in der westlichen EGB-Region um Deobhog (nahe am Kontakt zum Kraton) auf. Viel weniger regelmäßig konnten sie auch in einigen anderen Bereichen des EGB inklusive der WCZ festgestellt werden. Typischerweise treten pan-afrikanische Alter in randlichen Korndomänen an älteren Körnern auf (Arakutal, Srikakulam–Chipurupalle, Chilka Lake Region und WCZ). Pegmatite aus der Region Srikakulam sind die einzigen Gesteine, in denen ausschließlich pan-afrikanisch Monazite festgestellt wurden.

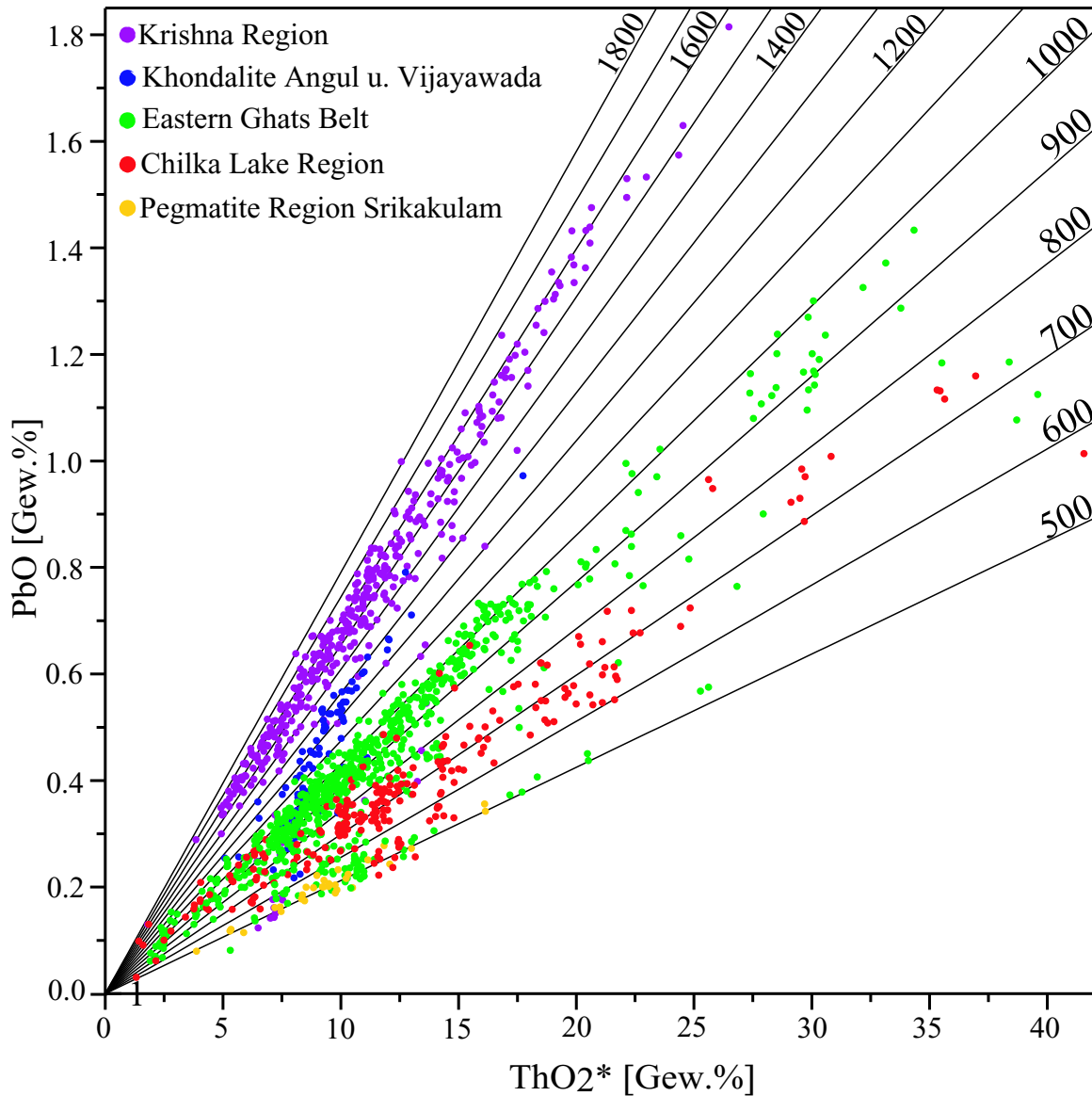


Abb. 8.5: Zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse der Monazit-Altersdaten-Kartierung. Das insgesamt auftretende Spektrum an Monazit-Altern zeigt, wie komplex die metamorphe Entwicklung des EGB insgesamt ist. Es lassen sich fünf Hauptphasen feststellen, die typisch für bestimmte Regionen sind. violett: alle Proben der WCZ; blau: Khondalitische Metasedimente der WKZ (Vijayawada und Angul); grün: WKZ außer Khondalite, CMZ und EKZ außerhalb der Chilka-Lake Region; rot: Chilka Lake Region; gelb: Pegmatite aus der Region Srikakulam

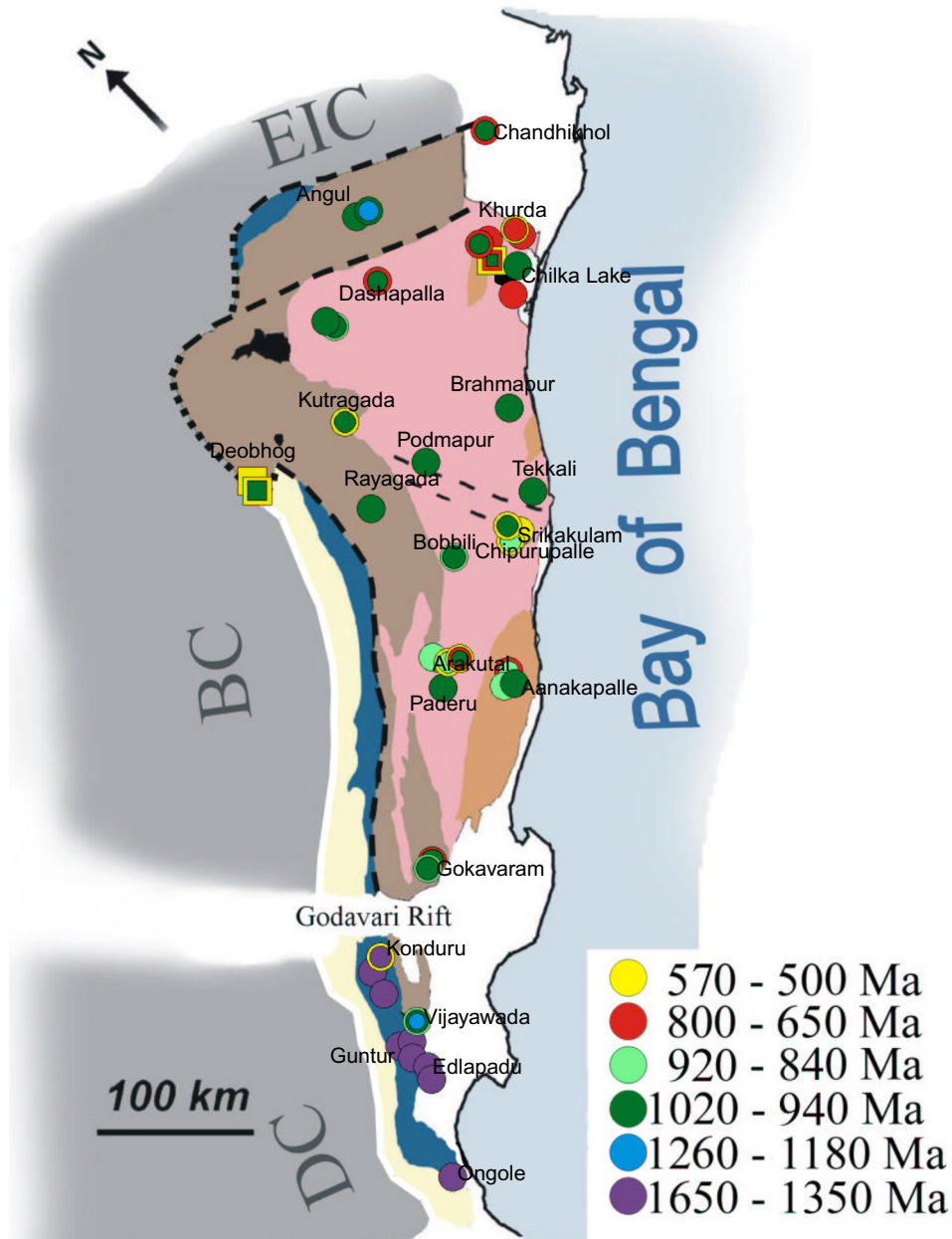


Abb. 8.6: Synoptische Darstellung der EMS-Monazitalter in der geologische Übersichtskarte nach Ramakrishnan u. a. (1998). Darin ist in blauen Flächen dargestellt die WCZ (nördlicher und südlicher Abschnitt), grau die WKZ, rosa die CMZ und orange die EKZ. Die farbigen Punkte symbolisieren die auftretenden Monazit-Zonierungen an den verschiedenen Lokalitäten, nicht die Anzahl der untersuchten Proben. Es sind nur Alterspopulationen dargestellt, keine Einzelalter. Die Quadrate repräsentieren die Daten von Hofmann (2001). Mit Ausnahme der pan-afrikanischen Alter, die im EGB sehr verbreitet festgestellt wurden, lässt sich eine West-Ost-Zonierung der Altersdaten feststellen. Vom Kraton zum Golf von Bengalen werden die Monazit-Alter stufenweise jünger. Der markanteste Sprung erfolgt an der Sileru-Scherzone. Alterspopulationen zwischen 1260 und 1180 Ma wurden nur in der WKZ festgestellt. Die Chilka-Lake Region mit den dort vorherrschend auftretenden Monazit-Altern zwischen 750–650 Ma nimmt eine Sonderstellung ein. Pegmatite der Region Srikakulam–Chipurupalle sind die einzigen untersuchten Gesteinsproben mit rein pan-afrikanischen Altern zwischen 570–500 Ma.

Kapitel 9

Zusammenfassung

Der an der indischen Ostküste gelegene Eastern Ghats Belt (EGB) ist der granulitfaziale tiefe Krustenbereich eines proterozoischen Orogens, das für die Rekonstruktion der Superkontinente Rodinia und Gondwana von großer Bedeutung ist. In dieser Studie wurden Monazitkörner aus granulitfazialen Gesteinen fast aller Bereiche des Eastern Ghats Belt mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) in situ datiert. Ziel war es, eine Übersicht über die im EGB auftretenden Monazit-Altersmuster zu gewinnen und Regionen mit einheitlichen Daten zu definieren. Da Monazitalter neben der letzten hochgradigen Metamorphose oft auch eine mehrfache Überprägung datieren, liefern sie wichtige Zeitmarken zur Rekonstruktion der tektonometamorphen Entwicklung dieses Krustenbereichs.

Der erste Abschnitt dieser Studie dokumentiert die Einrichtung der Methode an der Cameca Camebax Microbeam Elektronenstrahl-Mikrosonde am Mineralogisch-Petrologischen Institut der Universität Bonn und geht vor allem auf die Auswahl geeigneter analytischer Grundeinstellungen und der Standards ein. Für die Analyse der zur Datierung notwendigen Elemente wurden die UM_{β} -, ThM_{α} - und PbM_{α} -Linien verwendet. Der durch die Überlagerung der YL_{γ} -Linie auf der PbM_{α} -Linie verursachte Fehler des Pb-Gehalts wurde mit dem empirisch ermittelten Wert $0.0094 * Y$ korrigiert. Der Vergleich der EMS-Alter mit konkordanten U-Pb-Isotopenaltern zeigt, dass die EMS-Alter um $\pm 2-3\%$ von den Isotopenaltern abweichen und somit für die Zielsetzung dieser Arbeit ausreichend genau sind.

Insgesamt wurden Monazitkörner aus 56 verschiedenen Granulitproben mit der EMS datiert. Die Altersdaten umfassen die Zeitspanne zwischen etwa 1650 und 500 Ma, wobei große regionale Unterschiede festzustellen sind. Die Altersdaten dokumentieren für große Bereiche des EGB eine polyphase, hochgradig metamorphe Überprägungsgeschichte. Die von Ramakrishnan u. a. (1998) definierte Western Charnockite Zone unterscheidet sich durch die hier in allen Proben festgestellten Monazitalter zwischen 1650–1550 Ma von allen anderen Bereichen des EGB. TIMS-U-Pb-Monazitalter von 1594 Ma liegen damit in Übereinstimmung. Diese Daten werden als das Alter der

granulitfaziellen Regionalmetamorphose interpretiert, welche eine intensive Migmatisierung der Metasedimenten bewirkte. In den metasedimentären Granuliten wurden keine signifikant älteren Monazitkörner beobachtet, obwohl sie als bereits granulitfazielle Gesteine vor 1700 Ma von enderbitischen und charnockitischen Schmelzen intrudiert wurden. Daraus wird geschlossen, dass sich alle untersuchten Monazitkörner während des ~ 1600 Ma-Ereignisses neu bildeten oder das TH-U-Pb-System durch Rekristallisation vollständig reäquilibrierte. In einigen Proben der WCZ wurde eine schwache Überprägung vor 1350–1450 Ma nachgewiesen, deren geologische Bedeutung jedoch nicht zweifelsfrei geklärt werden kann. Innerhalb der WCZ wurden in nur einer Charnockitprobe Monazitkörner mit pan-afrikanischen Rändern festgestellt.

In sämtlichen untersuchten Bereichen des EGB außerhalb der WCZ wurden Proben mit EMS-Monazitaltern in der Spanne zwischen etwa 1020 und 940 Ma festgestellt. In den meisten Gebieten sind diese Grenvillian-Alter typisch und vorherrschend. Untergeordnet auftretende Monazitalter zwischen 920 und 840 Ma, wie sie beispielsweise in Metasedimenten bei Gokavaram und felsischen Gesteinen der Region Arakutal-Anakapalle auftreten, lassen sich im Augenblick noch nicht befriedigend interpretieren. In einigen Gebieten sind die Monazit-Altermuster jedoch vielseitiger:

In der Westlichen Khondalitzzone, die durch die Sileru-Scherzone getrennt an die südliche WCZ angrenzt, zeigen in Granat metapelitischer Granulite (Khondalite) eingeschlossene Monazitkörner Alter von etwa 1180 Ma, Matrixkörner hingegen zeigen die typischen Grenvillianalter in der oben genannten Spanne. Welches Ereignis die Granat-gepanzerten Körner datieren, ist noch unklar. Die sprunghafte Änderung der Monazitaltersmuster von mesoproterozoischen Altern der WCZ zu neoproterozoischen Altern der WKZ zeigt, dass die Sileru-Scherzone eine wichtige krustale Grenze ist, möglicherweise eine Suture. Der Charakter der Sileru-Scherzone ist noch nicht näher untersucht.

In der Region um Srikakulam-Chipurupalle ist ein intensiver pan-afrikanischer Einfluss festzustellen. So zeigen späte, diskordante Pegmatite ausschließlich pan-afrikanische Monazit- und Pechblendealter. Monazitkörner aus migmatischen Gneisen und Leptyniten besitzen oft pan-afrikanische Ränder um Kerne mit Grenvillian-Altern. Solche Monazit-Alterszonierungen treten auch in Proben der Region Anakapalle–Arakutal auf. Pan-afrikanische Ränder oder Korndomänen sind dort jedoch seltener. Pan-afrikanische Anwachsäume und -domänen sind auch typisch für Monazit verschiedener Granulite der Chilka Lake Region. (Hofmann, 2001) dokumentierte außerdem eine intensive pan-afrikanische Überprägung der Monazite in Granuliten des nordwestlichen Bereichs des EGB im Grenzbereich zum Bastar-Kraton.

Die Chilka-Lake Region besitzt bezüglich ihrer Monazitalter eine ganz eigene Charakteristik. Grenvillian-Alter wurden nur in Sapphirin-führenden Granuliten festgestellt. Monazitekörner lithologisch unterschiedlicher Granulite (Ferrodiortite, Leukononrite) aus dem Randbereich des Chilka Lake Anorthosit-Komplexes zeigen Alterscluster zwischen etwa 760 und 740 Ma, die eventuell mit der Abkühlung nach der Platznahme

des Anorthositkomplexes oder, wahrscheinlicher, mit der Platznahme von Leukograniten in Verbindung zu bringen sind. Vergleichbare Alterspopulationen treten auch in Cordierit-führenden Granuliten auf. Weitere Alterspopulationen zwischen 690 und 662 Ma werden von Monazit aus synkinematischen Leukosom-Proben definiert. In diese Zeitspanne fällt eine transpressive Deformation, die in der Chilka Lake Region im Gegensatz zu den übrigen Teilen des EGB das letzte gefügeprägende Deformationsergebnis ist.

Eine Sonderstellung bezüglich der EMS-Monazitalter nimmt auch die Region Angul ein. In den hier vorkommenden metasedimentären Granuliten treten zonierte Monazitkörner auf, welche in ihren Kernen etwa 1260 Ma alt sind und am Rand die typischen Grenvillianalter um 960 Ma zeigen. Bisher lassen sich diese alten Kerne nicht zweifelsfrei einem bestimmten geologischen Ereignis zuordnen. Pan-afrikanische Alter fehlen völlig. Demnach war dieses von der Mahanadi- und der Angul-Dhenkanal-Scherzone begrenzte Krustensegment des EGB bereits am Ende der Grenvillian-Orogenese von den anderen Bereichen des EGB tektonisch entkoppelt und befand sich zum Zeitpunkt der pan-afrikanischen Überprägung in einem höheren Krusten-Niveau.

Literaturverzeichnis

- [Aftalion u. a. 1988] AFTALION, M. ; BOWES, D. R. ; DASH, B. ; DEMPSTER, T. J.: Late Proterozoic Charnockites in Orissa, India: A U-Pb and Rb-Sr isotopic Study. In: *Journal of Geology* 96 (1988), S. 663–676
- [Åmelin und Griffin 1975] ÅMELIN, R. ; GRIFFIN, W. L.: Microprobe Analysis of REE Minerals Using Empirical Correction Factors. In: *American Mineralogist* 60 (1975), S. 599–606
- [Ashwal 1993] ASHWAL, L.: *Anorthosites*. Springer, Berlin, 1993. – S.173
- [Ashwal und Tucker 1997] ASHWAL, L.D. ; TUCKER, R.D.: Archean to Proterozoic events in Madagascar: Implications for the assembly of Gondwana. In: *Terra Nova* 9 (1997), Nr. Abstract supplement 1, S. 163–164
- [Ayers u. a. 1999] AYERS, J. C. ; MILLER, C. ; GORISH, B. ; MILLEMAN, J.: Textural development of monazite during high-grade metamorphism: Hydrothermal growth kinetics, with implications for U,Th-Pb geochronology. In: *American Mineralogist* 84 (1999), S. 1766–1780
- [Bea und Montero 1999] BEA, F. ; MONTERO, P.: Behaviour of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: An example from the Kinzingite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. In: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (1999), S. 1133–1153
- [Bhattacharya u. a. 1995] BHATTACHARYA, A. ; RAITH, M. ; HOERNES, S.: The anorthosite-ferrodiorite-monzonite suite at Bolangir, Eastern Ghats Belt, India. In: *Terra Nova* 7 (Abstr. Suppl. 1 (1995), S. 308
- [Bhattacharya u. a. 1998] BHATTACHARYA, A. ; RAITH, M. ; HOERNES, S. ; BANERJEE, D.: Geochemical evolution of the massif-type anorthosite complex at Bolangir in the Eastern Ghats Belt of India. In: *Journal of Petrology* 146 (1998), S. 65–85
- [Bingen u. a. 1996] BINGEN, B. ; DEMAIFFE, D. ; HERTOGEN, J.: Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of

- amphibolite to granulite facies metamorphism: The role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway. In: *Geochimica and Cosmochimica Acta* 60 (1996), S. 1341–1354
- [Boltwood 1907] BOLTWOOD, B. B.: On the ultimate disintegration products of the radioactive elements. In: *American Journal of Science* 4 (1907), Nr. 23, S. 77–88
- [Bons 1988] BONS, A.J.: Intracrystalline deformation and slaty cleavage development in very low grade slates from the central Pyrenees. In: *Geologica Ultraiectina* 56 (1988)
- [Bowie und Horne 1953] BOWIE, L.A. ; HORNE, J.E.T.: Cheralite, a new mineral of the monazite group. In: *Mineralogical Magazine* 30 (1953), S. 93–99
- [Boyd u. a. 1967] BOYD, F. R. ; FINGER, L. W. ; CHASE, F.: Computer reduction of electron probe data. In: *Carnegie Institution Year Book* 67 (1967), S. 210–215
- [Braun u. a. 1998] BRAUN, I. ; MONTEL, J.-M. ; NICOLLET, C.: Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. In: *CG* 146 (1998), Nr. 1-2, S. 65–85
- [Cameron u. a. 1969] CAMERON, A. E. ; SMITH, D. H. ; WALKER, R. L.: Mass spectrometry of nanogram-size samples of lead. In: *Nature* 41 (1969), S. 525–526
- [Cameron-Shiman 1978] CAMERON-SHIMAN, M.: *Electron microprobe study of uranium minerals and its application to some Canadian deposits.*, Unpublished Ph.D. Thesis, Edmonton University, Edmonton, Ont., Dissertation, 1978
- [Chetty 1995] CHETTY, T. R. K.: A correlation of Proterozoic shear zones between Eastern Ghats, India and Enderby Land, East Antarctica, based on LANDSAT imagery. In: *Memoir Geological Society of India* 34 (1995), S. 205–220
- [Chetty 2001] CHETTY, T. R. K.: The Eastern Ghats Mobile Belt, India: a collage of juxtaposed terranes (?). In: *Gondwana Research* 4 (2001), S. 319–328
- [Chetty und Murthy 1998] CHETTY, T.R.K. ; MURTHY, D.S.N.: Regional tectonic framework of the Eastern Ghats Mobile Belt: a new interpretation. In: *Geol. Surv. India Spec. Publ.* 44 (1998), S. 39–50
- [Clarke 1988] CLARKE, G.L.: Structural constraints on the Proterozoic reworking of Archean crust in the Rayner Complex, MacRobertson and Kemp Land coast, East Antarctica. In: *Precambrian Research* 40/41 (1988), S. 137–156

- [Cocherie u. a. 1998] COCHERIE, A. ; LEGENDRE, O. ; PEUCAT, J. J. ; KOUAME-LAN, A. N.: Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination: implications for lead behaviour in monazite - Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study. In: *GCA* 64 (1998), Nr. 14, S. 2475–2497
- [Crowley und Ghent 1999] CROWLEY, J. L. ; GHENT, E. D.: An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite: the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization. In: *CG* 157 (1999), S. 285–302
- [Cuney u. a. 1982] CUNEY, M. ; LE FORT, P. ; WANG, Z. X.: Uranium and Thorium geochemistry and mineralogy in the Manaslu leucogranite (Nepal, Himalaya). In: *K. Xu and G. Tu (Editors), Proceedings of the Symposium on Geology of Granites and their Metallogenic Relations. Science Press, Beijing* (1982), S. 853–873
- [Dasgupta u. a. 1994] DASGUPTA, S. ; SANYAL, S. ; SENGUPTA, P. ; FUKUOKA, M.: Petrology of granulites from Anakapalle- evidence for Proterozoic decompression in the Eastern Ghats, India. In: *Journal of Petrology* 35 (1994), S. 433–459
- [Dasgupta u. a. 1995] DASGUPTA, S. ; SENGUPTA, P. ; EHL, J. ; RAITH, M. M. ; BARDHAN, S.: Reaction Textures in a Suite of Spinel Granulites from the Eastern Ghats Belt, India: Evidence for Polymetamorphism, a Partial Petrogenetic Grid in the System KFMASH and the Roles of ZnO and Fe₂O₃. In: *Journal of Petrology* 36 (1995), Nr. 2, S. 435–461
- [Davy und Gillet 1986] DAVY, P. ; GILLET, P.: The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. In: *Tectonics* 5 (1986), S. 913–929
- [Deer u. a. 1992] DEER, W.A. ; HOWIE, R.A. ; ZUSSMAN, J.: *The Rock-Forming Minerals*. second. Longman House, Burnt Mill, Harlow, Essex CM20 2JE, England : Longman Scientific Technical, 1992. – ISBN 0-582-30094-0
- [DeWolf u. a. 1993] DEWOLF, C.P. ; BELSHAW, N. ; ONIONS, R.K.: A metamorphic history from micron-scale ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb chronometry of Archean monazite. In: *Earth and Planetary Science Letters* 120 (1993), S. 207–220
- [Dobmeier und Raith 2000] DOBMEIER, C. ; RAITH, M. M.: On the origin of arrested charnockitization in the Chilka Lake area, Eastern Ghats Belt, India: a reappraisal. In: *Geol. Mag.* 137 (2000), S. 27–37
- [Dobmeier und Raith 2003] DOBMEIER, C. ; RAITH, M. M.: Crustal architecture and evolution of the Eastern Ghats Belt and adjacent regions of India. In: *Yoshida, M., Windley, B. f., Dasgupta, S. (eds). Proterozoic East Gondwana: Supercontinent*

- Assembly and Breakup. Geological Society, London, Special Publications* 206 (2003), S. 169–202
- [Dobmeier und Simmat 2002] DOBMEIER, C. ; SIMMAT, R.: Post-Grenvillian transpression in the Chilka Lake area, Eastern Ghats Belt - implications for the geological evolution of peninsular India. In: *Precambrian Research* 113 (2002), S. 243–268
- [Finger u. a. 1998] FINGER, F. ; BROSKA, I. ; ROBERTS, M.P. ; SCHERMAIER, A.: Replacement of primary monazite by apatite-allanite-epidote coronas in an amphibolite facies granit gneiss from the eastern Alps. In: *American Mineralogist* 83 (1998), S. 248–258
- [Förster 1998] FÖRSTER, H.-J.: The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in peraluminous rocks of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany, Part I: The monazite-(Ce)-Brabantite solid solution series. In: *American Mineralogist* 83 (1998), S. 259–272
- [Foster u. a. 2000] FOSTER, G. ; KINNY, P. ; VANCE, D. ; PRINCE, C. ; HARRIS, N.: The significance of monazite U-Th-Pb age data in metamorphic assemblages; a combined study of monazite and garnet chronometry. In: *Earth and Planetary Science Letters* 181 (2000), S. 327–340
- [Franz u. a. 1996] FRANZ, G. ; ANDREHS, G. ; RHEDE, D.: Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. In: *European Journal of Mineralogy* 8 (1996), S. 1119–1137
- [Gratz und Heinrich 1997] GRATZ, R. ; HEINRICH, W.: Monazite-xenotime thermobarometry: Experimental calibration of the miscibility gap in the binary system $\text{CePO}_4\text{--YPO}_4$. In: *American Mineralogist* 82 (1997), S. 772–780
- [Grew und Manton 1986] GREW, E. S. ; MANTON, W. I.: A new Correlation of Sapphirine Granulites in the Indo-Antarctic Metamorphic Terrain: Late Proterozoic Dates from the Eastern Ghats Province of India. In: *Precambrian Research* 33 (1986), S. 123–137
- [Gupta u. a. 2000] GUPTA, S. ; BHATTACHARYA, A. ; RAITH, M. ; NANDA, J.K.: Contrasting pressure-temperature deformational history across a vestigial craton-mobile belt assembly: the western margin of the Eastern Ghats Belt at Deobogh, India. In: *Journal of metamorphic Geology* 18 (2000), S. 683–697
- [Halden u. a. 1982] HALDEN, N. M. ; BOWES, D. R. ; DASH, B.: Structural evolution of migmatites in granulite facies terrane: Precambrian crystalline complex of Angul, Orissa, India. In: *Trans. Royal Soc. Edinburgh (Earth Sci.)* 73 (1982), S. 109–118

- [Hofmann 2001] HOFMANN, T.: *Chemische U-Th-Pb-Datierung von Monazit in granulitfaziellen Gesteinen des Eastern Ghats Belt—Indien*, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Diplomarbeit, 2001
- [Hurford u. a. 1984] HURFORD, A. J. ; FITCH, F. J. ; CLARKE, A.: Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating. In: *Geological Magazine* 121 (1984), S. 269–296
- [Jarick 2000] JARICK, J.: *Die thermotektonometamorphe Entwicklung des Eastern Ghat Belt, Indien—ein Test der SWEAT-Hypothese.*, Johann Wolfgang Goethe Universität, Frankfurt, Dissertation, 2000
- [Jarosewich und Boatner 1991] JAROSEWICH, E. ; BOATNER, L. A.: Rare-earth element reference samples for electron mikroprobe analysis. In: *Geostandard Newsletter* 15 (1991), S. 397–399
- [Kingsbury u. a. 1993] KINGSBURY, J. A. ; MILLER, C. F. ; WOODEN, J. L. ; HARRISON, T. M.: Monazite paragenesis and U-Pb systematics in rocks of the eastern Mojave Desert, California, U.S.A.: implications for thermochronometry. In: *Chemical Geology* 110 (1993), S. 147–167
- [Klockmann 1978] KLOCKMANN, Friedrich: *Lehrbuch der Mineralogie*. 16. Auflage. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1978 (überarb. u. erw. von Paul Ramdohr und Hugo Strunz). – ISBN 3-432-82986-8
- [Köppel 1974] KÖPPEL, V.: U-Pb-ages of monazites and zircons for the crust–mantle transition and adjacent units of the Ivrea and Ceneri zones (Southern Alps, Italy). In: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 43 (1974), S. 55–70
- [Kovach u. a. 1998] KOVACH, V. P. ; BEREZHNYAYA, N. G. ; SALNIKOVA, E. B. ; NARAYANA, B. L. ; DIVAKARA RAO, V. ; YOSHIDA, M.: U-Pb zircon age and Nd isotope systematics of megacrystic charnockites in the Eastern Ghats granulite belt, India, and their implication for East Gondwana reconstruction. In: *Journal African Earth Sciences*. 27 (1998), S. 125–127. – Special Abstract issue 'Gondwana-10: Event stratigraphie of Gondwana
- [Kovach u. a. 1997] KOVACH, V. P. ; SALNIKOVA, E. B. ; KOTOV, A. B. ; YAKOVLEVA, S. Z. ; RAO, A. T.: Pan-African U-Pb Zircon age from Apatite-Magnetite Veins of Eastern Ghats Granulite Belt, India. In: *Journal of the Geological Society of India* 50 (1997), S. 421–424
- [Kovach u. a. 2001] KOVACH, V. P. ; SIMMAT, R. ; RICKERS, K. ; BEREZHNYAYA, N. G. ; SALNIKOVA, E. B. ; DOBMEIER, C. ; RAITH, M. M. ; YAKOVLEVA, S. Z. ;

- KOTOV, A. B.: The Western Charnockite Zone of the Eastern Ghats Mobile Belt, India – an independent crustal province of late Archaean (2.8 Ga) and Palaeoproterozoic (1.7 – 1.6 Ga) terrains. In: *Gondwana Research* 4 (2001), S. 666–667. – International Symposium and Field Workshop on the Assembly and Breakup of Rodinia and Gondwana, Osaka, 26–30 October 2001
- [Kraeft 1993] KRAEFT, U.: Pyromorphit vom Emser Gangzug. In: *Lapis* (1993), Nr. 10
- [Krause 1998] KRAUSE, O.: *Die petrogenetische Bedeutung der porphyrischen Granitoide für die Krustenentwicklung des Eastern Ghats Belt (Indien)*, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Dissertation, 1998
- [Krause u. a. 2001] KRAUSE, O. ; DOBMEIER, C. ; RAITH, M. ; MEZGER, K.: Age of emplacement of massif-type anorthosites in the Eastern Ghats Belt, India: constraints from U-Pb zircon dating and structural studies. In: *Precambrian Research* 109 (2001), S. 25–38
- [Kröner und Jaeckel 1994] KRÖNER, A. ; JAECKEL, P.: Zircon ages from rocks of the Wannai Complex, Sri Lanka. In: *J. Geol. Soc. Sri Lanka* 5 (1994), S. 41–57
- [Kröner u. a. 1999] KRÖNER, A. ; WINDLEY, B.F. ; JAECKEL, T.S. ; RAZAKAMANA, T.: New zircon ages and regional significance for the evolution of the Pan-African orogen in Madagascar. In: *J. Geol. Soc. London* 156 (1999), S. 1125–1135
- [Lal u. a. 1987] LAL, R.K. ; ACKERMAN, D. ; UPADHYAY, H.: P-T-X- Relationships Deduced from Corona Textures in Sapphirine-Spinel-Quartz Assemblages from Paderu, Southern India. In: *Journal of Petrology* 28 (1987), S. 1139–1168
- [McIntyre u. a. 1966] MCINTYRE, G. A. ; BROOKS, C. ; COMPSTON, W. ; TUREK, A.: The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. In: *J. Geophys. Res.* 71 (1966), S. 5459–5468
- [Meldrum u. a. 1998] MELDRUM, A. ; BOATNER, L. A. ; WEBER, W. J. ; EWING, R. C.: Radiation damage in zircon and monazite. In: *Geochimica and Cosmochimica Acta* 62 (1998), Nr. 14, S. 2509–2520
- [Mezger und Cosca 1999] MEZGER, K. ; COSCA, M. A.: The thermal history of the Eastern Ghats Belt (India) as revealed by U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of metamorphic and magmatic minerals: implications for the SWEAT correlation. In: *PR* 94 (1999), S. 251–271
- [Montel 1987] MONTEL, J.-M.: *Comportement des terres rares dans les magmas granitiques: modélisation et approche expérimentale du rôle de la monazite*. Nancy, Institut Nationale Polytech. Lorraine, Thesis, 1987

- [Montel 1993] MONTEL, J.-M.: A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. In: *Chemical Geology* 110 (1993), S. 127–146
- [Montel u. a. 1996] MONTEL, J.-M. ; FORET, S. ; VESCHAMBRE, M. ; NICOLLET, C. ; PROVOST, A.: Electron microprobe dating of monazite. In: *Chemical Geology* 131 (1996), S. 37–51
- [Overstreet 1967] OVERSTREET, W.C.: The geological occurrence of monazite. In: *U.S. Geological Survey, Professional Pap.* 530 (1967), S. 1–327
- [Pan und Fleet 1996] PAN, Y. ; FLEET, M.E.: Rare earth element mobility during prograde granulite facies metamorphism: significance of fluorine. In: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123 (1996), S. 251–262
- [Paquette u. a. 1994] PAQUETTE, J. L. ; NEDELEC, A. ; MOINE, B. ; RAKONTONDRAZAFY, M.: U-Pb single evaporation and Sm-Nd isotopic study from a very high temperature domain in S.E. Madagascar. In: *Journal of Geology* 102 (1994), S. 523–538
- [Parrish 1990] PARRISH, R. R.: U-pb dating of monazite and its application to geological problems. In: *Canadian Journal of Earth Sciences* 27 (1990), S. 1431–1450
- [Paul u. a. 1990] PAUL, D. K. ; BARMAN, R.T. ; MCNAUGHTON, N. J. ; FLETCHER, I. R. ; POTTS, R. J. ; RAMAKRISHNAN, M. ; AUGUSTINE, P. F.: Archean–Proterozoic evolution of indian charnockites: isotopic and geochemical evidence from granulites of the Eastern Ghats Belt. In: *The Journal of Geology* 98 (1990), S. 253–263
- [Perraju 1960] PERRAJU, P.: Occurrence of anorthosite in Puri District, Orissa. In: *Indian Minerals* 14 (1960), S. 310
- [Podor und Cuney 1997] PODOR, R. ; CUNEY, M.: Experimental study of Th-bearing LaPO_4 (780 C°, 200 MPa): Implications for monazite and actinide orthophosphate stability. In: *American Mineralogist* 82 (1997), S. 765–771
- [Poitrasson u. a. 1996] POITRASSON, F. ; CHENERY, S. ; BLAND, D. J.: Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geological implications. In: *Earth and Planetary Science Letters* 145 (1996), S. 79–96
- [Pouchou und Pichoir 1984] POUCHOU, J. L. ; PICHOR, F.: A new model for quantitative x-ray microanalysis, part I: Application to the analysis of homogeneous samples. In: *Res. Aerosp.* 3 (1984), S. 167–192

- [Powell u. a. 1988] POWELL, C. M. ; ROOTS, S. R. ; VEEVERS, J.J.: Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the east Indian Ocean. In: *Tectonophysics* 155 (1988), S. 261–283
- [Quarton u. a. 1984] QUARTON, M. ; ZOUIRI, M. ; FREUNDLICH, W.: Cristallographie des orthophosphates doubles de thorium et de plomb. In: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Ser.II*, 299 (1984), Nr. 12, S. 785–788
- [Ramakrishnan u. a. 1998] RAMAKRISHNAN, M. ; NANDA, J.K. ; AUGUSTINE, P.F.: Geological evolution of the Proterozoic Eastern Ghats Mobile Belt. In: *Geol. Surv. India Spec. Publ.* 44 (1998), S. 1–21
- [Rapp und Watson 1986] RAPP, R.P. ; WATSON, E.B.: Monazite solubility and dissolution kinetics: implication for the Th and light rare-earth chemistry of felsic magmas. In: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94 (1986), S. 304–316
- [Rathore u. a. 1999] RATHORE, S.S. ; VENKATESAN, T.R. ; SRIVASTAVA, R.K.: Rb–Sr isotope dating of Neoproterozoic (Malani Group) magmatism from Southwest Rajasthan, India: Evidence of younger Pan-African thermal event by Ar-40–Ar-39 studies. In: *Gondwana Research* 2 (1999), S. 271–281
- [Ray 1952] RAY, C.: Anorthosite at Chilka Lake. In: *39th Indian Sci. Congr. Proc.* 3 (1952), S. 177
- [Rhede u. a. 1996] RHEDE, D. ; WENDT ; FOERSTER, H.-J.: A three-dimensional method for calculating independent chemical U/Pb- and Th/Pb-ages of accessory minerals. In: *CG* 130 (1996), Nr. 3–4, S. 247–253
- [Rickers u. a. 2001a] RICKERS, K. ; MEZGER, K. ; RAITH, M. M.: Evolution of the Continental crust in the Proterozoic Eastern Ghats Belt, India and new constraints for Rodinia reconstruction: implications from Sm–Nd, Rb–Sr and Pb–Pb isotopes. In: *Precambrian Research* 112 (2001), S. 183–212
- [Rickers u. a. 2001b] RICKERS, K. ; RAITH, M. ; DASGUPTA, S.: Multistage reaction textures in xenolithic high-MgAl granulites at Anakapalle, Eastern Ghats Belt, India: examples of contact polymetamorphism and infiltration-driven metasomatism. In: *Journal of metamorphic Geology* 19 (2001), S. 561–580
- [Sanderson und Marchini 1984] SANDERSON, D. J. ; MARCHINI, W. R. D.: Transpression. In: *Journal Structural Geology* 6 (1984), S. 449–458
- [Sarkar u. a. 1981] SARKAR, A. ; BHANUMATHI, L. ; BALASUBRAHMANYAN, M. N.: Petrology, geochemistry and geochronology of the Chilka Lake igneous complex, Orissa state, India. In: *Lithos* 14 (1981), S. 93–111

- [Sarkar und Paul 1998] SARKAR, A. ; PAUL, D. K.: Geochronology of the Eastern Ghats Precambrian mobile Belt — a review. In: *Geological Survey India Special Publications* 44 (1998), S. 51–86
- [Sawka u. a. 1986] SAWKA, W. ; BANFIELD, J.F. ; CHAPPELL, B.W.: A weathering-related origin of widespread monazite in S-type granites. In: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50 (1986), S. 171–175
- [Scherrer u. a. 2000] SCHERRER, N. C. ; ENGI, E. ; GNOS, E. ; JAKOB, V. ; LIECHTI, A.: Monazite analysis; from sample preparation to microprobe age dating and REE quantification. In: *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 80 (2000), S. 93–105
- [Sen u. a. 1995] SEN, S.K. ; BHATTACHARYA, S. ; ACHARYYA, A.: A multi-stage pressure-temperature record in the Chilka Lake granulites: the epitome of the metamorphic evolution of Eastern Ghats, India? In: *J. metamorphic Geol.* 13 (1995), S. 287–298
- [Sengupta u. a. 1999] SENGUPTA, P. ; SEN, J. ; DASGUPTA, S. ; RAITH, M. ; BHUI, U.K. ; EHL, J.: Ultra-high temperature metamorphism of metapelitic granulites from Kondapalle, Eastern Ghats Belt: implications for the Indo-Antarctic correlation. In: *Journal of Petrology* 40 (1999), S. 1065–1087
- [Shannon 1976] SHANNON, R.D.: Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in Halides and Chalcogenides. In: *Acta Crystallographica* A32 (1976), S. 751–767
- [Simmat u. a. 2000] SIMMAT, R. ; DOBMEIER, C. ; RAITH, M.: EPMA Monazite dating of granulite facies rocks from the Cilka Lake area, Eastern Ghats Belt, India. In: *Beih. z. Eur. J. Mineral.* 12 (2000), Nr. 1, S. 200
- [Simmat und Raith 1998] SIMMAT, R. ; RAITH, M. M.: EPMA Monazite dating metamorphic events in the Eastern Ghats Belt of India. In: *Beih. z. Eur. J. Mineral.* 10 (1998), S. 276
- [Smith und Giletti 1997] SMITH, H.A. ; GILETTI, B.J.: Lead diffusion in monazite. In: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (1997), S. 1047–1055
- [Stacey und Kramers 1975] STACEY, J. S. ; KRAMERS, J. D.: Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. In: *Earth and Planetary Science Letters* 26 (1975), S. 207–221
- [Steiger und Jäger 1977] STEIGER, R. H. ; JÄGER: Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. In: *EPSL* 36 (1977), S. 359–362

- [Suzuki und Adachi 1991] SUZUKI, K. ; ADACHI, M.: Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. In: *Geochemical Journal* 25 (1991), S. 357–376
- [Suzuki u. a. 1994] SUZUKI, K. ; ADACHI, M. ; KAJIZUKA, I.: Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. In: *Earth and Planetary Sc. Lett.* 28 (1994), S. 391–405
- [Teufel und Heinrich 1996] TEUFEL, S. ; HEINRICH, W.: Partial resetting of the U-Pb isotope system in monazite through hydrothermal experiments: An SEM and U-Pb isotope study. In: *Chemical Geology* 137 (1996), S. 273–281
- [Vavra und Schaltegger 1999] VAVRA, G. ; SCHALTEGGER, U.: Post -granulite monazite growth and rejuvenation during Permian Lower Jurassic thermal and fluid events in the Ivrea Zone (Southern Alps). In: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134 (1999), S. 405–414
- [Villa 1998] VILLA, I. M.: Isotopic closure. In: *Terra Nova* 10 (1998), S. 42–47
- [Walker 1902] WALKER, T. L.: Geology of Kalahandi State, Central Provinces. In: *Mem. Geological Survey of India* 33 (1902), S. 1–22
- [Wendt 1991] WENDT, C.: The statistical distribution of the mean square weighted deviation. In: *CG (Isotope Geoscience Section)* 86 (1991), S. 275–285
- [White und Clarke 1993] WHITE, R.W. ; CLARKE, G.L.: Timing of Proterozoic deformation and magmatism in a tectonically reworked orogen, Rayner Complex, Colbeck Archipelago, east Antarctica. In: *Precambrian Res.* , . 63 (1993), S. 1–26
- [Zhu und O’Nions 1999] ZHU, X.K. ; O’NIONS, R. K.: Zonation of monazite in metamorphic rocks and its implications for high temperature thermochronology: a case study from the Lewisian terrain. In: *Eart and Planetary Science Letters* 171 (1999), S. 209–220

Anhang

Anhang A

Mikrosonden - Tests für Bleistandards

Tab. A.2: Pyromorphit-Analysen (mit Pyromorphit selbst als Pb-Standard)

Label	O-Cl	P	±	Cl	±	Ca	±	Pb	±	Summe
K1.1	14.12	6.76	0.06	2.52	0.15	0.29	0.15	75.66	1.01	99.36
K1.2r	14.05	6.73	0.06	2.57	0.15	0.14	0.14	76.14	1.01	99.63
K1.3r	14.06	6.78	0.06	2.61	0.15	0.26	0.15	75.01	1.00	98.72
K1.4r	14.11	6.79	0.06	2.60	0.15	0.10	0.13	76.26	1.01	99.86
K1.5r	14.26	6.94	0.06	2.61	0.15	0.08	0.11	75.85	1.01	99.74
K1.6k	14.07	6.78	0.06	2.54	0.15	0.01	0.08	76.12	1.01	99.53
K1.7k	14.09	6.77	0.06	2.52	0.15	0.12	0.14	76.01	1.01	99.52
K1.8k	14.01	6.66	0.06	2.51	0.15	0.16	0.15	76.55	1.01	99.89
K1.9k	13.97	6.66	0.06	2.51	0.15	0.05	0.10	76.49	1.01	99.68
K1.10k	14.02	6.73	0.06	2.54	0.15	0.02	0.09	76.46	1.01	99.77
K1.11k	13.94	6.69	0.06	2.57	0.15	0.06	0.11	75.75	1.01	99.01
K1.12k	14.16	6.79	0.06	2.57	0.15	0.16	0.15	76.50	1.01	100.18
K1.13k	14.05	6.77	0.06	2.54	0.15	0.03	0.09	75.90	1.01	99.29
K1.14r	14.23	6.83	0.06	2.68	0.16	0.20	0.15	76.79	1.01	100.74
K1.15r	14.16	6.83	0.06	2.64	0.15	0.23	0.15	75.70	1.01	99.57
K1.16cr	14.06	6.86	0.06	2.63	0.15	0.00	0.08	75.03	1.00	98.58
K1.17r	14.14	6.86	0.06	2.6	0.15	0.15	0.15	75.32	1.00	99.06
K1.18k	13.99	6.76	0.06	2.57	0.15	0.03	0.09	75.57	1.01	98.93
K1.19k	14.02	6.79	0.06	2.62	0.15	0.02	0.09	75.58	1.01	99.04
K1.20k	14.09	6.81	0.06	2.59	0.15	0.15	0.15	75.39	1.00	99.04
K1.21	14.02	6.74	0.06	2.48	0.15	0.12	0.14	75.41	1.00	98.78

Tab. A.2: Fortsetzung

Label	O-Cl	P	±	Cl	±	Ca	±	Pb	±	Summe
K1.22	13.97	6.71	0.06	2.54	0.15	0.06	0.11	75.79	1.01	99.08
K1.23	13.86	6.63	0.06	2.51	0.15	0.13	0.14	75.21	1.00	98.32
K1.a1	13.83	6.63	0.06	2.52	0.15	0.00	0.08	75.51	1.01	98.49
K1.a2	14.25	6.89	0.06	2.61	0.15	0.21	0.15	75.95	1.01	99.91
K1.a3	14.13	6.84	0.06	2.62	0.15	0.03	0.09	76.14	1.01	99.75
K1.a4	13.96	6.72	0.06	2.48	0.15	0.00	0.00	75.75	1.01	98.92
K1.a5	14.12	6.80	0.06	2.55	0.15	0.22	0.15	75.51	1.01	99.20
K1.a6	13.97	6.70	0.06	2.49	0.15	0.00	0.00	76.22	1.01	99.38
K1.a7	14.00	6.74	0.06	2.57	0.15	0.00	0.00	76.14	1.01	99.45
K2a.1r	14.27	6.88	0.06	2.55	0.15	0.20	0.15	76.04	1.01	99.94
K2a.2r	14.28	6.93	0.06	2.60	0.15	0.11	0.13	76.08	1.01	99.99
K2a.3k	14.25	6.87	0.06	2.49	0.15	0.13	0.14	76.28	1.01	100.02
K2a.4k	14.21	6.89	0.06	2.56	0.15	0.10	0.12	75.74	1.01	99.50
K2a.5k	14.22	6.87	0.06	2.59	0.15	0.17	0.15	76.07	1.01	99.92
K2b.1k	14.13	6.79	0.06	2.56	0.15	0.09	0.12	76.56	1.02	100.12
K2b.2k	14.21	6.86	0.06	2.62	0.15	0.00	0.08	76.92	1.02	100.61
K2b.3r	14.25	6.94	0.06	2.59	0.15	0.04	0.10	75.89	1.01	99.71
K2b.4r	14.26	6.88	0.06	2.62	0.15	0.08	0.12	76.92	1.02	100.76
K2b.5k	13.91	6.64	0.06	2.40	0.14	0.05	0.10	75.86	1.01	98.86
K2b.5k	14.16	6.81	0.06	2.53	0.15	0.14	0.14	76.16	1.01	99.80
K2b.6k	14.27	6.92	0.06	2.62	0.15	0.12	0.13	76.12	1.01	100.06
K2c.1k	14.43	7.00	0.06	2.53	0.15	0.17	0.15	76.37	1.02	100.50
K2c.2m	14.27	6.90	0.06	2.67	0.15	0.28	0.15	75.71	1.01	99.83
K2c.3r	14.29	6.92	0.06	2.65	0.15	0.21	0.15	76.08	1.01	100.15
K2c.4k	14.31	6.94	0.06	2.67	0.16	0.21	0.15	76.10	1.01	100.22
Mittelwert	14.12	6.80		2.57		0.11		75.97		99.57
Stabw. (2σ)	0.27	0.18		0.12		0.17		0.91		

Tab. A.1: Analysen des Pb-haltigen Wo-Di-Åk-Glases. Bedingungen: 31 nA, 20 kV, Pb 200/2× 100 s, andere Elemente 40/2× 20 s

Label	Mg	+/-	Si	+/-	Ca	+/-	Pb	+/-
1	7.76	0.04	23.62	0.09	26.48	0.18	0.13	0.03
2	7.73	0.05	23.01	0.09	26.40	0.18	0.08	0.04
3	7.66	0.04	23.39	0.09	26.15	0.17	0.10	0.03
4	7.83	0.05	23.08	0.09	26.47	0.18	0.16	0.04
5	7.64	0.05	23.39	0.09	26.31	0.18	0.16	0.04
6	7.68	0.05	22.27	0.09	26.12	0.18	0.10	0.04
7	7.78	0.04	23.84	0.09	26.31	0.18	0.15	0.04
8	7.77	0.04	23.03	0.09	26.30	0.17	0.17	0.04
9	7.67	0.04	23.48	0.09	26.44	0.18	0.09	0.04
10	7.75	0.05	22.86	0.09	26.38	0.18	0.11	0.02
11	7.75	0.05	23.70	0.09	26.66	0.18	0.14	0.03
12	7.83	0.05	22.90	0.09	26.29	0.18	0.16	0.03
13	7.73	0.04	23.64	0.09	26.45	0.18	0.11	0.03
14	7.79	0.05	22.90	0.09	26.29	0.17	0.11	0.02
15	7.77	0.05	23.75	0.09	26.49	0.18	0.09	0.02
16	7.81	0.05	23.07	0.09	26.38	0.18	0.09	0.02
17	7.72	0.04	23.77	0.09	26.44	0.18	0.09	0.03
18	7.94	0.05	23.07	0.09	26.07	0.17	0.14	0.03
19	7.70	0.04	23.68	0.09	26.32	0.18	0.18	0.03
20	7.86	0.05	23.00	0.09	26.19	0.17	0.17	0.03
21	7.86	0.05	23.79	0.09	26.31	0.18	0.16	0.03
22	8.01	0.05	23.33	0.09	26.28	0.18	0.15	0.03
23	7.86	0.05	23.99	0.09	26.24	0.17	0.13	0.03
Mittelwert	7.78	0.05	23.33	0.09	26.34	0.18	0.13	0.03
Stabw. 2σ	0.17		0.83		0.26		0.06	

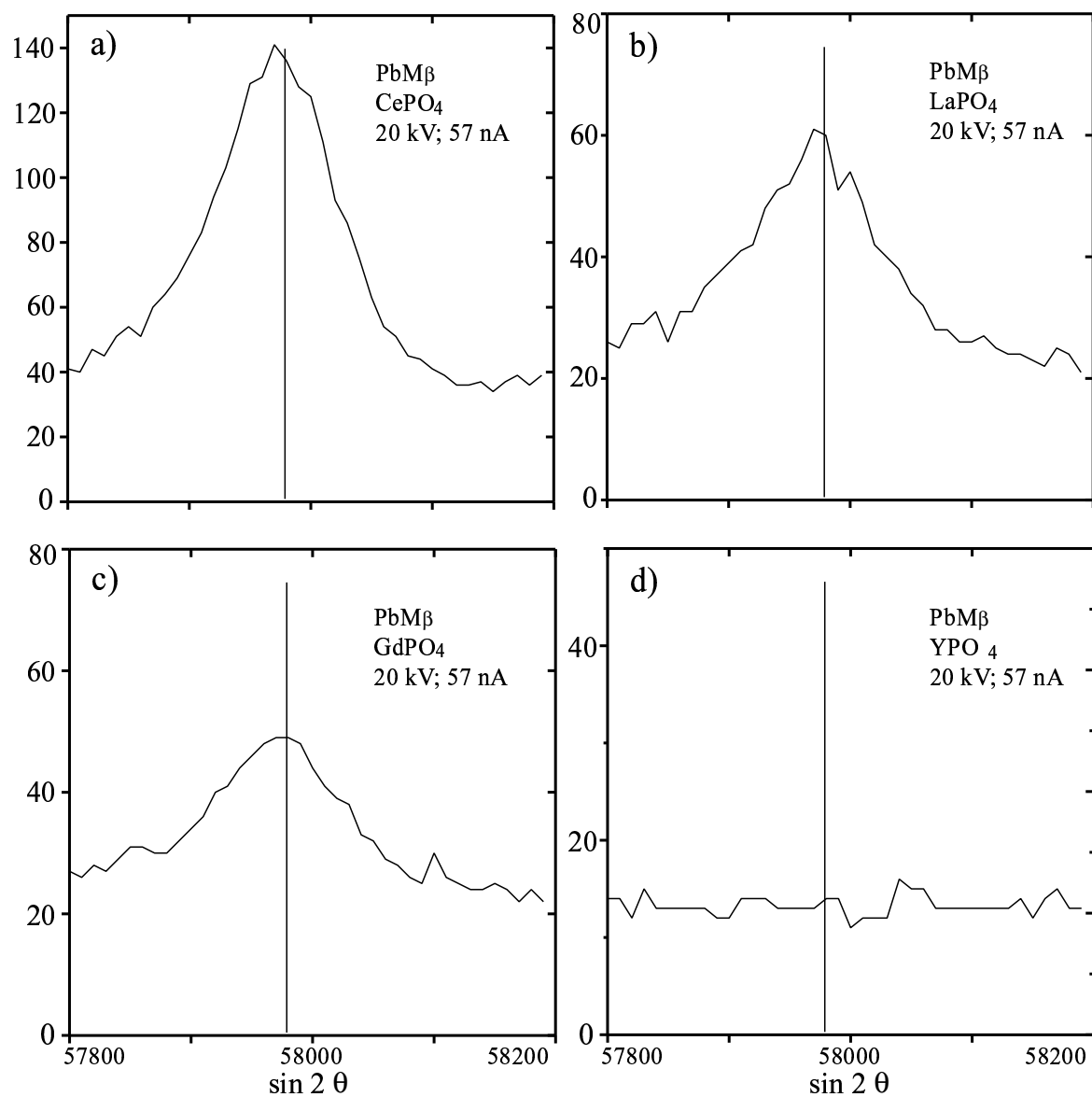


Abb. A.1: Intensitätsprofile der PbM β -Linien auf 4 verschiedenen SEE-Phosphat-Standards (Jarosewich und Boatner, 1991)

Tab. A.3: Pyromorphit-Analysen mit Pb-Ge-Phosphat als Pb-Standard

Label	O-Cl	P	+/-	Cl	+/-	Ca	+/-	Pb	+/-	Summe
K1.1	14.15	6.76	0.06	2.59	0.15	0.17	0.15	76.81	1.01	100.49
K1.2	14.13	6.74	0.06	2.55	0.15	0.24	0.15	76.40	1.01	100.07
K1.3r	13.74	6.47	0.06	2.50	0.15	0.16	0.15	76.20	1.01	99.07
K1.4k	13.79	6.57	0.06	2.52	0.15	0.10	0.13	75.59	1.01	98.58
K1.5k	14.14	6.82	0.06	2.57	0.15	0.18	0.15	75.61	1.01	99.33
K1.6k	13.97	6.70	0.06	2.50	0.15	0.10	0.13	75.75	1.01	99.02
K1.7r	13.88	6.67	0.06	2.59	0.15	0.01	0.08	75.73	1.01	98.88
K1.8r	13.89	6.64	0.06	2.56	0.15	0.09	0.12	75.87	1.01	99.06
K2b.1k	14.00	6.75	0.06	2.49	0.15	0.09	0.12	75.31	1.00	98.63
K2b.2k	14.03	6.74	0.06	2.59	0.15	0.12	0.13	75.87	1.01	99.35
K2b.3r	14.14	6.86	0.06	2.62	0.15	0.11	0.13	75.42	1.00	99.00
K2b.5r	14.05	6.80	0.06	2.62	0.15	0.09	0.12	75.39	1.01	98.96
Mittelwert	13.99	6.71		2.56		0.12		75.83		99.21
Stabw. (2σ)		0.22		0.10		0.12		0.90		

Tab. A.4: Abhängigkeit der Kalibrierungsergebnisse von der Messzeit. Auf einem Punkt wurde drei mal hintereinander k alibriert. Die Mittelwerte der jeweils ersten, zweiten und dritten Messungen stimmen überein.

Punkt	Pk [counts/s]	Bg [counts/s]	Strahlstrom (Bc) [nA]	(Pk-Bg)/BC	Mittel
7	4648	45	49.1	93.7	
7a	4658	45	49.1	93.8	94.3
7b	4640	47	49.1	93.5	
8	4668	46	49.1	94.1	
8a	4660	46	49.1	93.9	93.9
8b	4657	46	49.1	93.8	
10	4634	45	49.2	93.4	
10a	4634	46	49.1	93.4	93.4
10b	4642	46	49.1	93.5	
11	4664	47	49.1	94.0	
11a	4647	46	49.1	93.7	93.7
11b	4632	46	49.1	93.4	
12	4643	47	49.1	93.6	
12a	4643	46	49.1	93.6	93.6
12b	4637	46	49.1	93.5	
13	4647	45	49.1	93.7	
13a	4640	45	49.1	93.6	93.5
13b	4624	46	49.1	93.2	
14	4663	45	49.1	94.1	
14a	4670	46	49.1	94.2	94.4
14b	4668	46	49.1	94.1	
15	4655	46	49.1	93.9	
15a	4652	46	49.1	93.8	
15b	4645	47	49.1	93.6	
17	4677	45	49.1	94.3	
17a	4659	46	49.1	94.0	94.1
17b	4660	47	49.1	94.0	
Mittelwert			49.1	93.7	
2σ			0.04	0.5	

Tab. A.5: Analysen der SEE-Phosphat-Standards (Jarosewich und Boatner, 1991). Sie enthalten z. T. deutliche Mengen an Pb, die Leichten SEE weniger als die Schweren SEE. Die Pb-Werte des YPO₄-Standards sind korrigiert, gemessen wurden ca. 0.5 Gew. % Pb; siehe Abb. A.1

El.	P ₂ O ₅	REE ₂ O ₃	PbO	Summe	El.	P ₂ O ₅	SEE ₂ O ₃	PbO	Summe
La	30.31	69.67	0.93	100.91	Gd	29.54	70.19	0.60	100.32
	30.20	69.53	1.25	100.97		29.34	70.04	0.65	100.03
	30.33	69.67	1.06	101.06		29.35	70.91	0.57	100.83
	30.50	69.71	1.15	101.35		29.84	70.67	0.59	101.10
	30.54	69.81	0.94	101.30		29.73	70.11	1.08	100.92
Ø	30.38	69.68	1.06	101.11	Ø	29.56	70.38	0.70	100.64
Ce	30.45	69.72	2.76	102.93	Dy	26.85	72.76	0.08	99.69
	30.39	69.56	2.86	102.81		26.47	73.84	0.05	100.36
	30.45	69.48	3.22	103.15		26.36	73.51	0.06	99.93
	29.93	68.96	2.98	101.86		26.51	73.47	0.02	100.00
	30.09	69.26	2.86	102.22		26.57	73.61	0.00	100.18
Ø	30.26	69.40	2.94	102.59	Ø	26.55	73.44	0.04	100.03
Pr	30.38	69.34	0.89	100.61	Er	26.44	74.18	0.01	100.65
	30.55	69.35	0.89	100.79		26.40	74.43	0.02	100.88
	30.58	69.94	0.76	101.28		26.31	74.45	0.00	100.77
	30.46	69.92	0.83	101.22		26.35	74.45	0.00	100.81
	30.50	69.60	0.92	101.02		26.33	74.06	0.01	100.40
Ø	30.49	69.60	0.86	101.02	Ø	26.37	74.31	0.01	100.70
Nd	29.94	70.27	0.75	100.96	Yb	26.53	73.42	0.00	99.95
	30.21	69.93	0.82	100.97		26.48	73.30	0.00	99.78
	30.01	70.07	0.84	100.92		26.26	73.40	0.00	99.66
	29.97	69.88	0.82	100.67		26.46	73.05	0.01	99.52
	29.84	70.23	0.79	100.86		25.74	73.52	0.04	99.30
Ø	29.99	70.08	0.80	100.88	Ø	26.29	73.37	0.01	99.64
Sm	30.10	70.88	0.72	101.70	Y	39.71	61.49	-0.02	101.18
	30.38	70.47	0.72	101.57		39.32	61.25	-0.04	100.53
	30.14	69.45	1.36	100.95		40.08	61.96	-0.03	102.01
	30.18	69.61	1.72	101.51		39.42	61.28	-0.01	100.69
	30.06	68.92	1.47	100.45		39.54	61.71	-0.04	101.21
Ø	30.17	69.87	1.20	101.24	Ø	39.62	61.54	-0.03	101.12

Anhang B

Probenlokalitäten und Meßdaten

B.1 Probenlokalitäten

B.2 Messdaten

Probe	Nr	Gestein	GPS-Koordinaten		Region
KR 1-1	1	Leptynit	N16° 41.496'	E80° 34.287'	Konduru
KR 1-3	2	Charnoenderbit	N16° 41.496'	E80° 34.287'	Konduru
KR 2-3	3	Leptynit	N16° 56.665'	E80° 38.072'	N Vijayawada
KR 3-1	4	Charnockit	N16° 56.789'	E80° 38.811'	N Vijayawada
KR 10-2	5	rest. Metapelit	N16° 18.645'	E80° 22.451'	Guntur
KR 10-4	6	lept. Leukosom	N16° 18.645'	E80° 22.451'	Guntur
KR 11-2	7	Charnockit	N16° 18.817'	E80° 22.435'	Guntur
KR 12-5	8	Leptynit	N16° 19.039'	E80° 21.030'	Guntur
KR 13-2	9	Leptynit	N16° 10.522'	E80° 14.229'	Edlapadu
KR 51-5	10	Metapelit	N16° 10.522'	E80° 14.229'	Edlapadu
KR 50-8	11	Charnoenderbit	N16° 11.853'	E80° 15.988'	Edlapadu
KR 22-7	12	Leptynit	N16° 10.139'	E80° 14.179'	Edlapadu
KR 21-2	13	Metapelit	N15° 33.743'	E78° 55.378'	Ongole
KR 21-9b	14	Metapelit	N15° 33.743'	E78° 55.378'	Ongole
KR 8-2	15	Khondalit	N16° 30.904'	E80° 36.376'	Vijayawada
KR 9-1	16	Khondalit	N16° 30.904'	E80° 36.376'	Vijayawada
KR 25-1	17	Metapelit	N17° 20.379'	E81° 49.653'	Gokavaram
KR 25-5	18	Leukogranit	N17° 20.379'	E81° 49.653'	Gokavaram
RS 55	19	Charnockit	keine Daten		Gokavaram
G 85-1	20	Metapelit	keine Daten		Paderu
G 85-2	21	Metapelit	keine Daten		Paderu
KR 61-6	22	Enderbit	keine Daten		Sunkarametta
KR 61-2	23	Metapelit	keine Daten		Sunkarametta
KR 60-1	24	Enderbit	keine Daten		Anantagiri
KR 60-5	25	Leptynit	keine Daten		Anantagiri
KR 36-16	26	MgAl-Granulit	N17° 44.601'	E83° 01.389'	Anakapalle
KR 58-10	27	MgAl-Granulit	N17° 44.601'	E83° 01.389'	Anakapalle
KR 58-15	28	Charnockit	N17° 44.601'	E83° 01.389'	Anakapalle
KR 36-6	29	Charnockit	N17° 44.601'	E83° 01.389'	Anakapalle
KR 36-3	30	Leptynit	N17° 44.601'	E83° 01.389'	Anakapalle
EG 7-1	31	porph. Granit	keine Daten		Südl. Bobbili
R 16c	32	Khondalit	keine Daten		SE Rayagada
KR 65-4	33	rest. Metapelit	N18° 20.875'	E83° 34.754'	Chipurupalle
KR 65-7	34	Migmat. Gneis	N18° 20.875'	E83° 34.754'	Chipurupalle
KR 65-9	35	Pegmatit	N18° 20.875'	E83° 34.754'	Chipurupalle
KR 67-2	36	Aplit	N18° 20.960'	E88° 45.863'	Srikakulam
KR 67-3	37	Pegmatit	N18° 20.960'	E88° 45.863'	Srikakulam
KR 68-1	38	Leukosom	N18° 32.068'	E84° 09.809'	S. Tekkali
KR 92-1	39	Leukos. In Metased.	N19° 38.900'	E83° 35.560'	N Kutragada
KR 93-1	40	Leptynit	N19° 15.645'	E83° 49.757'	Podmapur
OK 66-1	41	Augengneis	keine Daten		Brahmapur
KR 86-2	42	lept. Leukosom	keine Daten		Phulbani
KR 87-1	43	Khondalit	N16° 18.557'	E84° 12.611'	Phulbani
KR 84-2	44	Leptynit	N20° 22.037'	E84° 47.450'	Dashapalla
KR 80-1	45	Charnockit	N20° 11.427'	E85° 24.382'	N Khurda
KR 39-1	46	Leukosom (S2)	N20° 05.173'	E85° 34.510'	SW Khurda
160200-3	47	Leukosom (S3)	N20° 05.173'	E85° 34.510'	SW Khurda
CH 14-2	48	Ferrodiorit	keine Daten		Balugaon
160200-13	49	Leukonorit	keine Daten		Balugaon
DQ-1b	50	Metasediment	keine Daten		Raja Ranapur
DQ-2	51	Metasediment	keine Daten		Raja Ranapur
KR 40-2	52	MgAl-Granulit	N19° 51.313'	E85° 18.738'	Balugaon
An 3-2	53	Khondalit	keine Daten		Angul
An 6-1	54	granitischer Gneis	keine Daten		Angul
An 2-3	55	Pegmatit	keine Daten		Angul
Kr 72-1	56	Khondalit	N20° 43.511'	E86° 08.162'	Chandhikhol

KR1-1 alt	Pb	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbO	\pm	ThO2*	\pm	T	\pm
kr1-1-1	6192	410	69233	630	3547	401	6670	441	93510	1813	1637	112
kr1-1-2	6612	417	73870	646	4816	411	7122	449	103930	1849	1575	103
kr1-1-3	6071	407	69197	625	4212	402	6539	438	96101	1803	1564	108
1-1-2.1a	10657	461	136141	856	2488	402	11480	496	165203	1927	1596	71
1-1-2.2a	10035	458	130278	838	2641	399	10809	493	159126	1901	1562	73
1-1-2.3a	7640	425	100614	740	2193	393	8230	457	123499	1821	1533	88
1-1-2.4a	6849	419	84778	685	2299	396	7377	451	105979	1814	1599	101
kr1-1-8	7288	416	60556	592	10182	438	7850	448	111136	1938	1622	96
kr1-1-9	6582	417	59456	586	9045	433	7090	449	104906	1904	1554	102
kr1-1-10	6314	414	55121	570	10530	442	6801	445	105774	1920	1481	100
kr1-1-11	5612	406	68607	625	2480	393	6045	437	88299	1771	1574	117
kr1-1-12	10739	465	142838	877	2424	404	11568	500	172505	1938	1542	69
kr1-1-13	8314	433	104886	754	2037	397	8956	466	127785	1854	1609	87
KR1-1-14	12105	469	157680	924	2646	404	13039	505	190342	1971	1574	63
KR1-1-15	8396	426	104328	755	2431	396	9044	458	128785	1852	1613	84
KR1-1-16	11940	470	151511	903	2730	402	12862	506	183707	1956	1608	65
KR1-1-17	7802	419	101603	742	1994	395	8404	451	123830	1833	1560	86
KR1-1-18	7760	420	87687	693	3504	396	8359	452	114389	1830	1675	94
KR1-1-19*	7195	415	102156	744	2516	393	7750	447	126459	1806	1414	84
KR1K2	9348	442	114148	786	2609	399	10069	476	140729	1884	1642	80
KR1K2c	12273	471	153858	911	2446	404	13220	507	185234	1972	1638	65
KR1K3c	6606	407	56996	577	8959	430	7116	438	101939	1897	1603	102
KR1-1 neu	Pbc	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbOc	\pm	ThO2*c	\pm	T	\pm
1-1-2.1	10880	447	141007	846	2374	390	11720	481	170255	1876	1582	67
1-1-2.2	8158	417	109130	747	2804	386	8788	449	135652	1795	1492	78
1-1-2.3	14615	479	199963	1020	3895	414	15743	515	243471	2053	1489	50
1-1-2.4	13876	467	183139	972	3159	400	14947	503	221399	1984	1553	54
1-1-2.5	10736	442	140390	847	2450	393	11565	476	169849	1885	1565	66
1-1-2.6	11521	450	153357	887	2862	393	12410	484	186263	1904	1533	62
1-1-4.1	7308	407	95460	704	2106	375	7872	438	117286	1738	1544	89
1-1-4.2	10853	443	142274	853	1939	387	11691	477	169900	1870	1581	67
1-1-4.3	11179	449	147036	869	2634	389	12042	483	178158	1883	1554	64
1-1-4.4	11650	453	151345	882	2600	394	12549	487	182946	1911	1576	63
1-1-4.5	7264	414	89476	684	4157	390	7824	445	118864	1781	1515	89
1-1-4.6	6879	409	78667	646	4767	388	7410	440	109158	1762	1561	96
1-1-4.7	5507	391	69733	613	2094	376	5932	421	87968	1698	1551	114
1-1-4.8	9610	432	132934	823	2346	391	10352	465	160856	1853	1483	68
1-1-4.9	7010	406	75498	635	5041	389	7551	437	106815	1771	1623	97
1-1-4.10*	10589	441	147463	868	2863	396	11406	475	179481	1894	1465	63
1-1-4a.1	8984	429	96182	706	7720	413	9677	462	141299	1886	1574	78
1-1-4a.2	6845	406	81648	655	4002	390	7373	437	109380	1772	1550	95
1-1-4a.3	8464	423	91620	690	6244	402	9117	455	130111	1842	1609	83
KR1-3	Pbc	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbOc	\pm	ThO2*c	\pm	T	\pm
kr1_1-1	5157	396	49029	617	6137	410	5555	426	81114	1832	1574	125
kr1_1-2	6901	412	57136	654	9254	433	7433	443	103501	1949	1648	102
kr1_1-3	7847	415	89298	793	4788	409	8452	447	121419	1918	1599	87
kr1_1-4	5761	401	61742	674	6864	417	6205	431	98244	1866	1456	104
kr1_1-5	8741	428	117954	897	3575	412	9416	461	148799	1966	1459	73
kr1_2-1	8695	427	104642	850	3042	402	9366	459	131699	1929	1632	83
kr1_2-2	6304	413	61215	677	7677	425	6790	444	101235	1911	1543	104
kr1_2-3	7798	430	81811	762	7640	431	8400	463	124545	1975	1551	88
kr1_2-4	6909	415	71042	717	7069	419	7442	447	109955	1909	1556	96
kr1_2-5	10150	449	134070	955	2862	416	10933	483	164314	2025	1531	70
kr1_3-1	4754	392	45517	599	6690	411	5121	422	79167	1815	1490	127
kr1_3-2	5922	397	56137	648	6442	411	6379	427	90580	1857	1617	112
kr1_3-3	7747	418	86119	779	4477	410	8345	450	116599	1921	1642	92
kr1_3-4	6561	405	77589	744	4372	406	7067	436	106247	1870	1530	97

KR1-3	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
kr1_3-5	5927	396	46166	604	6709	415	6384	426	80905	1885	1803	125
kr1_4-1	9073	440	117487	899	2051	398	9773	473	142156	1935	1580	79
kr1_4-2	8226	428	107802	864	2252	399	8861	461	131931	1913	1545	83
kr1_4-3	5713	401	58350	659	6065	413	6154	431	91359	1858	1549	112
kr1_4-4	5644	399	56022	651	5816	413	6079	429	87789	1861	1591	116
kr1_4-5	6423	412	69461	709	7219	424	6919	443	108513	1910	1469	97
kr1_5-1	5190	394	44505	597	7613	419	5590	424	82037	1857	1566	123
kr1_5-2	5073	398	45235	600	7704	425	5464	428	83072	1872	1514	122
kr1_5-3	5436	398	48084	615	7400	418	5855	428	85266	1862	1578	119
kr1_6-1	4017	382	35245	551	4669	398	4327	411	59560	1773	1666	164
kr1_6-2	3508	375	37463	561	3946	394	3778	403	58760	1733	1481	163
kr1_6-3	6539	412	90241	796	1784	389	7043	443	109973	1829	1476	96
kr1_6-4	5300	396	44998	599	7281	417	5709	426	81366	1857	1611	124
kr1_6-5	3554	383	38037	564	2978	390	3828	412	55581	1734	1583	176
kr1_6-6	6708	414	83732	771	2941	399	7226	445	107380	1862	1548	98
kr1_6-7	5039	399	54272	646	3046	398	5428	429	74452	1815	1672	137
kr1_6-8	4299	386	38518	565	5332	407	4630	415	65923	1805	1613	149
kr1_7-1	6201	408	81862	765	1764	390	6679	439	100396	1823	1531	104
kr1_7-2	3534	383	39201	569	3276	388	3806	412	58036	1717	1510	169
kr1_7-3	3791	384	39382	572	3603	395	4083	413	59677	1755	1573	164
kr1_7-4	3990	391	38979	573	5411	409	4298	421	66492	1796	1489	150
kr1_7-5	5838	409	72589	728	3189	401	6288	440	95674	1841	1513	109
kr1_7-6	3620	369	35579	547	3409	383	3899	397	54645	1708	1637	172
kr1_8-1	7927	424	92902	810	4666	411	8539	456	124958	1930	1571	87
kr1_8-2	7921	426	100750	841	3689	408	8532	458	129771	1928	1513	84
kr1_8-3	8158	423	119927	910	2659	408	8788	455	147223	1949	1379	73
kr1_8-4	5529	394	70018	715	6892	422	5955	424	107313	1878	1285	94
kr1_8-5	6402	413	66847	701	8653	434	6896	444	111257	1937	1430	95
kr1_8-6	7235	419	75216	742	11373	453	7793	451	131567	2017	1368	81
kr1_9-1	7367	424	91200	805	3588	407	7935	456	118528	1908	1540	91
kr1_9-2	3407	378	23081	481	6414	411	3670	407	52802	1787	1597	183
kr1_9-3	4275	387	31171	529	6290	415	4605	416	61796	1839	1707	160
kr1_9-4	7038	422	83943	777	3886	409	7581	454	111533	1904	1563	97
kr1_9-5	4472	389	31359	532	7612	416	4817	419	67323	1832	1642	148
kr1_10-1	8309	433	99747	837	4857	414	8950	466	133477	1951	1542	83
kr1_10-2	8533	436	105311	860	4440	418	9191	469	138073	1977	1532	81
kr1_10-3	6939	416	63086	689	10386	444	7474	448	114347	1981	1505	93
kr1_10-4	6346	409	60669	675	8126	425	6836	440	102437	1909	1535	102
kr1_10-5	5015	399	57229	661	4290	405	5402	429	82696	1822	1504	123
kr1_11-1	6025	406	50458	630	10079	442	6490	437	98757	1950	1513	105
kr1_11-2	5001	397	41900	586	8605	428	5387	427	82912	1875	1496	122
kr1_11-3	4771	399	51012	631	8642	431	5139	429	92704	1872	1283	110
kr1_11-4	8748	436	122741	923	2088	404	9423	469	148188	1955	1465	75
kr1_11-5	8242	437	101945	850	4602	415	8878	470	134876	1958	1515	83
kr1_11-6	6903	412	61693	681	8852	434	7436	443	106826	1956	1599	98
kr1_12-1	4252	389	44022	596	5721	412	4580	419	73383	1809	1439	136
kr1_12-2	4925	396	46938	616	6710	417	5305	426	80919	1848	1509	125
kr1_12-3	4549	391	47103	615	6768	419	4900	421	81035	1837	1396	123
kr1_12-4	7880	427	93734	818	4651	424	8488	459	125806	1978	1552	87
kr1_12-5	7265	420	99867	846	3771	409	7826	452	128929	1918	1401	83
kr1_13-1	7994	436	102759	854	2973	412	8611	469	129146	1952	1534	86
kr1_13-2	7671	429	102242	851	4068	414	8263	462	132890	1943	1434	82
kr1_13-3	4993	396	51539	638	6613	422	5378	426	85592	1867	1449	118
kr1_13-4	5481	403	55136	654	6649	422	5904	434	90000	1884	1510	114
kr1_13-5	6983	416	92821	817	3171	407	7522	448	118557	1903	1462	90
kr1_13-6	8571	435	119666	917	2951	412	9232	468	148177	1975	1437	75

KR 2-3 alt	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
2_3_2.1a	7046	431	58242	606	10003	464	7590	464	107743	2044	1617	102
2_3_2.2	4980	403	51450	581	4629	429	5364	434	77670	1892	1587	133
2_3_2.3	7241	440	63754	634	10008	466	7800	473	113852	2055	1575	99
2_3_11.1	5705	417	67885	650	3204	426	6145	449	90449	1905	1562	118
2_3_11.2*	5179	419	69320	656	2572	420	5578	451	89348	1866	1440	120
2_3_12.1	5223	413	57611	610	4840	434	5626	444	85410	1911	1516	123
2_3_12.2	5900	409	65679	639	3938	426	6355	440	91034	1907	1603	115
2_3_10.1	5652	424	55902	603	7495	450	6088	456	94269	1965	1488	115
2_3_10.2	6002	423	55758	601	7239	449	6465	455	93371	1978	1591	116
2_3_4.1	6292	420	51019	578	7942	457	6777	452	91270	2022	1701	118
2_3_4.2	5624	413	50208	576	7109	447	6058	444	86570	1964	1607	122
2_3_4.3	5021	407	46936	564	5435	437	5408	438	75976	1925	1634	137
2_3_1.1	8115	442	71148	664	10230	470	8741	476	123406	2092	1626	92
2_3_1.2	8619	453	72886	672	10601	473	9284	487	127146	2116	1674	91
2_3_1.3	6354	430	81144	705	2909	426	6844	463	104259	1922	1511	105
2_3_1.4	5610	418	65865	645	3729	428	6043	450	90279	1907	1540	118
2_3_1.5	5800	415	58511	614	4085	428	6247	447	83677	1923	1710	127
2_3_1.6	8003	444	71166	665	10873	472	8621	478	125851	2090	1574	90
2_3_5.1	6555	424	68552	655	5047	437	7061	456	98966	1962	1637	109
2_3_5.2	6430	419	52678	586	8274	453	6926	451	94473	2005	1681	113
2_3_6.1	6297	422	68078	652	4174	429	6783	454	94809	1931	1642	114
2_3_6.2	6155	416	66930	648	3246	429	6630	448	89721	1938	1693	119
2_3_8.1	6237	429	79217	699	2932	421	6718	462	102164	1901	1514	107
2_3_8.2	5218	414	57111	607	3853	427	5620	445	80921	1896	1595	131
KR 2-3 neu	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
2_3_1.1	6226	429	51258	628	6991	415	6706	462	87717	1886	1749	125
2_3_1.2	7768	444	61685	676	10250	436	8367	478	113037	1978	1696	100
2_3_1.3	5313	421	54266	644	4613	401	5723	453	80884	1818	1624	133
2_3_5.1	6065	431	68035	704	3618	400	6533	464	92420	1842	1623	119
2_3_5.2	5902	428	72298	722	3167	398	6357	461	95282	1830	1535	115
2_3_3.1	6700	437	81469	759	2546	396	7217	470	103242	1853	1605	108
2_3_3.2	5934	428	66897	698	3603	401	6392	461	91047	1841	1612	120
2_3_3.3	8754	457	74484	732	10540	443	9430	492	128734	2028	1679	91
2_3_3.4	6227	430	68277	703	3357	397	6707	463	91692	1839	1677	120
2_3_3.5	5871	425	58869	666	4312	398	6324	457	85023	1829	1704	128
2_3_3.6	6224	430	61499	679	5213	408	6704	463	91720	1869	1676	120
2_3_3.7	5560	425	58205	661	4225	402	5989	457	83784	1832	1640	130
2_3_3.8	5920	422	63416	683	3936	396	6377	454	88534	1822	1652	122
2_3_3.9	6152	427	62179	680	5518	414	6627	459	93642	1884	1625	116
2_3_3.10	5662	419	56474	654	4449	401	6099	451	82839	1833	1687	129
2_3_3.11	5891	427	62622	682	4542	403	6345	459	90082	1842	1617	121
2_3_6.1	5524	423	49319	620	6736	417	5950	455	84063	1868	1625	129
2_3_6.2	5610	420	59435	668	4017	399	6043	452	84327	1824	1644	127
2_3_6.3	5445	420	58604	664	5137	406	5865	452	87801	1832	1537	122
2_3_6.4	7129	443	59893	668	9162	431	7679	477	106292	1949	1657	107
2_3_6.5	5564	421	50897	629	6417	411	5993	453	84544	1850	1627	127
KR 3-1 alt	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
3_1_1.1	4547	390	39972	514	5745	421	4898	420	69311	1842	1622	144
3_1_1.2	4968	385	41611	521	6542	422	5351	414	74553	1853	1647	132
3_1_2.1	4735	388	43214	529	5197	414	5100	417	70796	1825	1652	140
3_1_3.1	4581	389	35503	492	6360	420	4934	419	66964	1842	1689	149
3_1_3.2	1573	349	36250	497	7139	432	1694	375	68196	1726	585	131
3_1_3.3	1670	352	35214	492	7271	429	1798	379	67606	1719	626	133
3_1_3.4*	3755	382	34944	491	7307	424	4044	411	69254	1800	1350	141
3_1_3.5	1789	342	34671	490	7243	429	1927	368	66993	1724	676	130
3_1_3.6	4388	388	33897	486	6698	426	4726	417	66389	1854	1634	149
3_1_3a.1	4664	386	36697	501	6300	424	5024	415	68080	1861	1691	145

KR 3-1 alt	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
3_1_3a.2	1559	350	38462	505	6715	425	1679	377	69087	1703	572	130
3_1_3a.3	4392	383	36198	496	6433	421	4731	412	67817	1832	1602	144
3_1_3a.4	4439	385	31444	472	7648	428	4781	414	67516	1856	1625	146
3_1_3a.5	1306	352	37035	502	6855	433	1406	379	67822	1720	489	133
3_1_4a.1	4321	389	38010	505	6114	421	4654	419	68455	1828	1563	145
3_1_4a.2	1688	358	40439	520	6325	427	1818	385	69940	1720	612	131
3_1_4a.3*	2215	361	39165	511	6293	425	2386	388	68765	1735	813	134
3_1_4a.4	1505	355	39308	514	6146	425	1621	382	67885	1705	563	134
3_1_4a.5	1507	355	38490	509	6225	423	1623	382	67263	1697	568	135
3_1_4a.6	1424	352	38968	511	7008	427	1533	379	70642	1705	512	127
3_1_4a.7*	2634	365	41606	522	7249	431	2837	393	75380	1770	880	124
3_1_4a.8	4895	390	38509	508	6400	423	5273	420	70615	1863	1710	141
3_1_4aa.1	5110	392	38280	509	6723	424	5504	422	71838	1875	1753	139
3_1_6.1	2059	365	59714	602	6588	427	2218	393	92771	1749	563	101
3_1_6.2	6081	412	60734	608	6444	426	6550	443	95697	1889	1573	110
3_1_6.3*	5736	408	60822	608	6832	430	6178	439	97097	1887	1466	107
3_1_7.1	6541	406	56889	591	7920	435	7046	437	97693	1931	1654	106
KR 3-1neu	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
3a1_1a.1*	2308	357	34655	535	6469	419	2486	384	64496	1734	901	141
3a1_1a.3*	2415	367	35720	544	6884	423	2601	395	67323	1752	903	139
3a1_1a.5	4225	397	34337	536	6847	421	4551	427	67276	1839	1555	151
3a1_1a.6	4094	384	36234	548	6734	422	4410	413	68751	1834	1478	143
3a1_1b.1	3911	387	34232	535	6757	414	4213	416	66520	1796	1460	148
3a1_1b.3	4517	392	34650	538	7011	421	4865	422	68530	1852	1629	146
3a1_3.2	4625	394	40820	572	6748	421	4982	424	74211	1851	1544	136
3a1_2a.1	1666	351	42366	575	6943	423	1794	378	74380	1724	568	121
3a1_2a.2*	3065	364	43800	585	7803	428	3301	392	80228	1795	960	116
3a1_2a.3	4623	393	34766	541	7360	422	4980	423	70114	1857	1630	143
3a1_2a.4	1635	352	42706	579	7090	427	1761	379	75285	1737	551	120
3a1_2a.5	4672	393	41327	571	7236	422	5032	423	76696	1849	1510	131
3a1_2a.6a	4886	396	41168	572	7335	424	5263	426	77103	1867	1569	131
3a1_2a.7	4999	395	40795	571	7344	423	5385	425	76841	1869	1609	131
3a1_2a.8*	2424	366	39829	564	7514	426	2611	394	74243	1761	823	126
3a1_2a.9	4329	388	35267	541	6986	423	4663	417	68910	1848	1556	144
3a1_1a.2	1147	358	35620	543	6527	420	1235	385	64907	1686	449	141
3a1_1a.4	4154	390	35371	541	5848	413	4474	420	64435	1816	1595	155
3a1_2b.1*Xen	1209	391	942	297	4062	404	1302	421	17998	1717	1659	551
3a1_1b.2*	341	376	15	0	3053	389	367	405	11687	1487	737	812
3a1_1b.4*	3684	377	33407	528	7175	423	3968	406	67023	1813	1368	144
3a1_4.1*	4154	392	38334	558	7165	424	4474	422	72734	1836	1419	138
3a1_5.1	4760	392	39657	565	6529	420	5127	422	72227	1858	1629	139
3a1_5.2	1331	351	38511	559	7454	425	1433	378	71709	1713	472	125
3a1_5.3	1318	351	37544	551	7312	422	1419	378	70090	1700	478	128
3a1_5.4	1395	350	38815	556	7471	423	1502	377	72160	1707	491	124
3a1_5.5*	3112	367	36489	548	7775	424	3352	395	72125	1782	1081	130
3a1_5.6	4573	394	38391	558	7223	423	4926	424	73402	1853	1544	137
3a1_5.7	1498	350	38107	556	7525	427	1613	377	71645	1725	531	125
3a1_5.8*	3040	376	38579	558	7489	422	3274	405	73273	1773	1041	131
3a1_5.9	4545	392	37600	552	6927	422	4895	422	71380	1852	1576	140
3a1_5.10	1329	349	37774	554	7401	429	1431	375	70685	1725	478	126
3a1_5.11	4417	389	38238	556	7384	424	4758	419	73715	1846	1487	135
3a1_5.12*	3881	382	38407	560	7474	425	4180	411	73756	1824	1311	132
3a1_5.13	1643	357	38401	560	7278	427	1769	384	71169	1733	585	128
3a1_5.14	4958	398	38896	565	7278	431	5340	428	74518	1904	1644	136
3a1_5.15*Xen	564	382	15	0	3839	399	607	411	14958	1553	947	646

KR 10-2	Pb	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbO	\pm	ThO2*	\pm	T	\pm
10_2_9.1	4114	391	48640	563	2217	403	4431	421	64499	1783	1579	155
10_2_11.1	5348	402	44305	538	7789	435	5761	433	82649	1902	1601	124
10_2_5.1a	4049	393	46042	549	3069	409	4361	423	65014	1795	1543	154
10_2_1.1	5426	407	61252	617	5837	426	5845	438	93466	1872	1442	111
10_2_1.2*	6079	396	109621	796	2814	404	6548	426	135852	1835	1120	74
10_2_2.1	5346	408	58553	604	6779	433	5758	439	94149	1888	1411	111
10_2_6.1	7165	434	87035	716	1967	405	7718	467	107217	1871	1651	103
10_2_6.2	5852	421	89269	725	1678	408	6303	453	108347	1841	1345	99
10_2_6.3	5957	422	76177	680	1919	403	6417	454	94587	1832	1560	114
10_2_8a.1	4651	403	64673	632	2324	405	5010	434	83008	1792	1393	124
10_2_8a.2	7273	436	89872	731	2158	413	7834	469	111209	1903	1617	100
10_2_8b.1	4994	407	60032	610	2847	409	5379	438	80024	1820	1546	130
10_2_8c.1	5211	402	49357	565	6561	428	5613	433	83179	1876	1552	124
KR 10-4 alt	Pb	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbO	\pm	ThO2*	\pm	T	\pm
10_4_7a.1	6900	421	67027	639	8097	443	7432	453	109498	1958	1559	98
10_4_7a.1	9075	457	114546	816	3075	418	9775	492	143016	1957	1571	82
10_4_7b.1	7136	430	80486	691	6545	433	7687	463	118278	1933	1495	93
10_4_7b.2	7647	438	79135	687	6963	433	8237	471	118727	1948	1592	94
10_4_7b.3	8262	440	67767	640	11257	457	8900	473	123718	2028	1648	91
10_4_7c.1*	4027	393	82827	702	2891	410	4337	423	105463	1780	959	95
10_4_7c.2*	3556	386	86830	716	2958	418	3830	415	110140	1797	814	89
10_4_7c.3*	4004	391	79506	690	3552	418	4313	421	104254	1802	965	96
10_4_7d.1*	7978	439	121469	837	3396	413	8594	472	151861	1913	1309	74
10_4_7d.2*	3737	397	102086	772	4289	424	4025	427	132511	1839	713	76
10_4_7d.3	7287	430	90915	730	4788	424	7849	463	122987	1919	1470	89
10_4_7d.4*	7628	445	114241	814	3237	421	8217	479	143021	1931	1328	79
10_4_7d.5*	6989	422	82076	698	6983	438	7528	454	121683	1944	1426	89
10_4_7e.1*	4896	411	78524	687	2325	404	5274	442	98596	1786	1239	106
10_4_7e.2	8312	440	91635	735	6066	433	8953	473	129324	1974	1590	87
10_4_7f.1*	5797	429	93626	741	3183	416	6244	462	119209	1858	1215	92
10_4_9.1	9035	453	89458	727	10707	457	9732	487	145778	2052	1536	79
10_4_9.2	12434	495	157820	955	3110	425	13394	533	192441	2066	1599	66
10_4_1.1	7413	435	81811	702	5026	425	7985	468	113824	1927	1610	98
10_4_6.1	7567	439	70011	652	8263	443	8151	472	113869	1978	1641	98
KR 10-4 neu	Pbc	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbOc	\pm	ThO2*c	\pm	T	\pm
10_4_2.1	8215	460	112549	885	3522	413	8849	495	142396	1959	1433	82
10_4_2.2	6515	440	91626	809	2743	403	7018	473	115387	1877	1404	97
10_4_2.3	7289	456	78658	761	7625	436	7851	491	120727	1989	1498	97
10_4_2.4	7244	451	74618	745	8268	432	7803	485	118810	1969	1512	97
10_4_2.5	7610	455	96488	826	3717	412	8197	490	125028	1933	1509	93
10_4_2.6	7404	447	82649	776	4293	418	7975	481	111873	1949	1636	102
10_4_2.7	8982	465	123904	928	2518	415	9675	500	151274	1997	1474	78
10_4_2.8	6067	437	74661	742	6691	428	6535	470	111955	1927	1349	100
10_4_2.9	8005	454	113198	890	3445	416	8623	489	142769	1967	1394	81
10_4_2.10	6630	433	75195	747	6643	427	7142	466	112665	1942	1461	98
10_4_4b.1	7648	453	93332	816	2893	409	8238	487	118172	1931	1601	98
10_4_4b.2	7317	447	65217	703	7868	428	7882	481	107064	1968	1687	107
10_4_4b.3	7339	445	89324	798	2518	401	7905	479	112079	1895	1619	101
10_4_4b.4	8417	455	69572	721	10406	447	9067	490	122655	2047	1694	95
10_4_4c.1*	4236	409	103464	856	4300	415	4563	440	134243	1869	796	78
10_4_4c.2*	7797	451	128658	943	3711	418	8399	485	161175	1981	1209	71
10_4_4c.3	6903	440	77172	754	6135	423	7436	473	112976	1938	1515	99

KR 11-2 alt	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
11-2-7,1	6602	428	64763	631	6654	436	7111	461	101260	1944	1612	108
11-2-7,2	5527	412	56883	597	4345	417	5953	443	82797	1863	1649	127
11-2-8,1	9244	464	104504	781	4376	426	9957	499	137142	1985	1665	86
11-2-8,2	11124	488	139183	896	3790	424	11983	525	174027	2026	1582	72
11-2-8,3	10123	471	124869	852	2577	416	10904	507	152791	1981	1638	79
11-2-8,4	7675	438	82244	700	4496	427	8267	471	112356	1953	1686	99
11-2-8,5	7364	435	81923	698	4401	424	7932	468	111489	1931	1633	100
11-2-10.1	5292	411	52811	579	5282	426	5700	442	81944	1882	1598	128
11-2-10.2	7402	446	92188	737	3640	418	7973	480	119853	1911	1531	95
11-2-10a.1*	5878	421	108390	793	2684	415	6331	453	133917	1868	1099	80
11-2-10a.2	4307	408	49928	568	4113	417	4639	439	73579	1819	1453	142
11-2-10a.3	4167	407	51516	577	4116	417	4488	438	75273	1811	1377	138
11-2-10a.4	6720	432	95319	750	3840	418	7238	465	123957	1890	1350	89
11-2-10a.5*	5062	415	108591	794	3283	415	5452	447	136320	1848	934	78
11-2-10b.1	9323	470	105034	783	5604	431	10042	506	142740	1996	1615	84
11-2-10.3	8713	462	111689	806	2717	415	9385	497	138285	1940	1560	85
11-2-4.1	7928	448	117351	827	3443	421	8540	482	147412	1941	1339	78
11-2-4.2	7752	446	97448	755	2990	417	8350	480	123202	1921	1558	92
11-2-4.2	7268	438	89731	730	2818	414	7829	471	113740	1901	1582	98
11-2-1.2	9110	463	113963	813	3240	418	9813	498	143049	1958	1577	83
11-2-5.1	6244	427	69743	652	3815	416	6726	459	95180	1878	1622	114
11-2-5.2	9841	470	122857	843	2738	414	10600	506	151138	1965	1610	79
KR11-2 neu	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
11_2.1	9012	443	113994	856	2939	386	9707	477	141839	1867	1573	80
11_2.2	8819	445	114820	861	2734	388	9500	479	141895	1872	1540	80
11_2.3	5728	413	54171	621	4515	387	6170	444	80622	1774	1751	131
11_2.5	5289	406	51244	609	4655	385	5697	437	77734	1750	1680	133
11_2.6	5145	402	51599	610	4357	389	5542	433	76844	1761	1654	134
11_2.4	5362	408	54086	621	4871	389	5776	439	81745	1761	1622	128
KR12-5	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
12_5_1c	6919	431	79426	704	3831	426	7453	464	106245	1938	1611	104
12_5_2c	6451	428	79483	701	3104	421	6949	461	103216	1907	1548	106
12_5_3r	6512	425	79241	703	2609	420	7014	457	100957	1912	1596	107
12_5_4r	12577	498	156730	968	2695	427	13548	536	189539	2088	1640	67
12_5_5r	12065	498	154310	961	2690	426	12996	536	186717	2074	1599	68
12_5_2.1c	5684	422	71383	674	2399	417	6122	454	91096	1879	1546	118
12_5_2.2r	9439	466	116683	838	4042	431	10167	501	149433	2016	1564	80
12_5_2.3r	5994	422	70727	669	3438	424	6456	454	94656	1907	1568	114
12_5_3.1c	5557	424	70658	669	1701	414	5986	456	87419	1870	1574	124
12_5_3.2r	10181	473	129224	885	2824	424	10967	509	158712	2021	1588	76
12_5_3.3	12701	503	162782	992	3324	432	13681	541	198953	2111	1580	64
12_5_3.4b	5879	422	75184	687	1681	414	6333	454	92487	1878	1574	117
12_5_6.1	9512	459	61602	629	18684	511	10246	494	147403	2233	1597	79
12_5_6.2	9306	455	66295	650	18202	511	10024	490	150270	2228	1535	77
12_5_6.3	11474	477	73904	682	20171	521	12360	513	168312	2310	1683	72
12_5_6.4	10139	470	95244	761	12223	477	10921	506	158852	2152	1580	76
12_5_8.1	5657	419	76480	694	1553	413	6093	451	93387	1867	1502	115
12_5_8.2	9955	477	130563	890	2246	422	10723	513	157823	2012	1562	77
12_5_8.3	10311	478	135562	906	3156	428	11107	514	167217	2038	1528	73
12_5_9.1	7626	447	75060	687	9258	458	8214	481	123450	2038	1531	92
12_5_10-1.1	5838	422	75139	689	2338	415	6288	454	95096	1875	1522	113

KR13-2	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	Tm	±
13-2.1c	7197	434	86719	730	3186	423	7752	467	111847	1936	1592	99
13-2.2r	6986	436	87795	734	2659	420	7525	469	110857	1922	1561	100
13-2.1.3r	13299	504	167838	1005	3155	433	14326	542	204051	2127	1612	63
13-2.1.3ra	13081	509	169077	1008	3249	436	14091	548	205797	2133	1574	63
13-2.1.3rb	13699	507	170432	1010	3011	433	14756	546	206443	2135	1640	63
13-2.1.4	12650	500	168691	1007	2901	427	13626	538	203879	2096	1537	62
13-2.1.5	7640	438	88525	736	3907	427	8230	471	116922	1958	1616	96
13-2.5a.1	7420	434	88161	732	3609	422	7993	467	115238	1933	1593	96
13-2.5b.1	6520	429	75758	685	3501	422	7023	462	100691	1912	1602	109
13-2.5c.1	7332	437	76142	686	7565	446	7898	470	117760	1994	1543	95
13-2.2.1	6669	428	74656	681	4621	428	7184	461	104041	1931	1587	105
13-2.2.2r	6952	439	83752	718	3529	423	7488	472	109851	1926	1567	102
13-2.3.1	7424	436	87947	734	4484	428	7997	469	118533	1950	1552	94
13-2.3.2r	10863	484	141967	921	4370	437	11701	521	179441	2074	1501	69
13-2.3.3r	14204	519	175321	1026	5322	446	15300	559	221486	2181	1587	60
13-2.3.4	6490	425	89414	740	2107	418	6991	457	110338	1902	1460	98
13-2.3.5	7612	444	89774	740	4090	429	8199	478	119044	1962	1583	95
13-2.4.1	6053	432	82864	715	2403	420	6520	465	104077	1894	1444	106
KR 51-5	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
51-5-9.1	4336	380	45657	515	3884	380	4670	409	67987	1677	1579	143
51-5-9.2	4748	384	50173	534	3426	377	5114	413	71333	1684	1645	137
51-5-9.3	5519	393	45432	513	7431	400	5945	423	82611	1770	1651	121
51-5-1.1	3274	366	30149	447	5589	381	3526	394	57032	1642	1426	164
51-5-1.2	9468	433	126058	801	7795	421	10199	466	174889	1928	1348	63
51-5-1.3	10030	440	120855	783	7125	414	10804	473	166679	1914	1493	67
51-5-1.4	3346	366	27950	435	4769	380	3604	394	51550	1662	1606	181
51-5-1.5	4669	376	47801	525	5007	384	5029	405	74988	1690	1543	128
51-5-1.6	7116	407	81163	654	5548	395	7665	438	115149	1785	1532	90
51-5-1.7	4039	380	40825	494	5209	384	4350	409	67745	1670	1479	143
51-5-1.8	4184	377	45259	514	6042	391	4507	406	75934	1688	1371	127
51-5-1.9	4073	376	46100	515	5631	388	4387	405	75178	1674	1349	128
51-5-1.10	4424	379	48736	528	5716	392	4765	408	78633	1701	1399	123
51-5-1.11	3480	370	28824	439	5220	385	3748	398	54365	1680	1584	173
51-5-1.12	4318	376	43262	504	4824	383	4651	405	69083	1679	1548	139
51-5-1.13	3114	370	26778	430	4643	378	3354	398	49596	1646	1555	190
51-5-1.14	6509	405	74994	630	5573	397	7011	436	108142	1776	1493	96
51-5-1a.1	10434	442	119904	783	6811	416	11239	476	164531	1934	1570	69
51-5-1a.2	8625	423	102801	729	5929	405	9291	455	141289	1857	1514	76
51-5-1b.1	5829	390	76429	635	4765	393	6279	420	106225	1745	1366	94
51-5-1b.2	10040	433	120764	785	7499	420	10815	466	168072	1936	1482	66
51-5-1b.3	2787	366	28238	438	4231	375	3002	394	49300	1612	1405	189
51-5-1b.4	3290	370	28592	440	4281	375	3544	398	50283	1645	1618	187
51-5-1b.5	3264	372	31015	450	4230	377	3516	400	52679	1642	1535	180
51-5-1b.6	3724	376	33865	467	4724	380	4011	405	58056	1668	1587	165
51-5-1b.7	4329	379	41909	502	4466	383	4663	408	66199	1695	1617	146
51-5-1b.8	8935	427	106808	740	5777	408	9625	459	145252	1875	1525	75
51-5-1b.9*	4712	381	66513	597	4539	385	5075	410	93833	1683	1253	104
51-5-1b.10	4746	383	47723	523	4924	387	5112	412	74623	1706	1574	131
51-5-1b.11	10775	442	121294	787	7295	418	11607	476	168158	1945	1586	67
51-5-1b.12	11058	448	126756	805	6617	417	11911	482	171595	1953	1595	67
51-5-1b.13	9884	438	117065	774	6499	413	10647	471	159909	1912	1532	70
51-5-1b.14	9257	433	115320	769	6317	410	9971	466	156999	1888	1464	70
51-5-1b.15	9358	433	113074	762	6178	408	10080	466	153985	1884	1507	72
51-5-1b.16	7092	409	87442	674	5603	399	7639	440	122308	1796	1440	85
51-5-1b.17	6238	401	60376	578	4661	390	6719	431	88278	1768	1742	116
51-5-1b.18	4121	380	38318	486	4813	384	4439	409	63526	1691	1605	153
51-5-1b.19	3587	368	33155	461	4653	380	3864	396	56904	1661	1561	165
51-5-1b.20	8579	418	106933	740	5783	402	9241	450	145281	1844	1466	73

KR 51-5	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
51-5-2a.1	4784	378	44583	514	4316	380	5153	407	68807	1701	1715	140
51-5-1.15	3238	369	26403	428	4601	378	3488	397	49142	1657	1629	191
51-5-2a.2	6195	394	58365	564	7002	402	6673	424	95406	1785	1606	105
51-5-2a.3	4586	377	45254	511	4665	381	4940	406	70800	1687	1603	136
51-5-2a.4	5625	389	60258	570	5183	385	6059	419	89903	1713	1550	111
51-5-2a.5*	2632	358	50801	535	4510	380	2835	385	75248	1595	881	121
51-5-2a.6	6901	401	80792	649	5397	395	7433	431	114037	1779	1501	90
51-5-7.1	13294	466	148215	868	7082	422	14320	501	198130	2015	1658	60
51-5-7.2	4544	381	51759	541	4307	380	4894	410	76490	1675	1474	127
51-5-7.4	10064	440	116160	769	6812	407	10841	473	160231	1891	1556	70
51-5-7.5	4798	385	47621	523	5168	387	5168	414	75511	1711	1573	130
51-5-7.6*	9273	428	90120	681	5468	397	9989	461	125698	1851	1816	87
51-5-7.7	6327	392	70169	607	4530	385	6815	422	98566	1735	1589	102
KR 50-8 alt	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
50_8_1.1	6909	419	81712	691	4536	416	7442	451	111620	1882	1534	96
50_8_1.2	6868	418	82286	697	6307	434	7398	450	119284	1935	1431	89
50_8_1a.1	7553	420	69722	647	7666	440	8136	452	111310	1978	1676	96
50_8_1a.2	7074	427	70009	646	7547	435	7620	459	110825	1941	1580	98
50_8_2a.1	5712	409	65742	634	3988	418	6153	440	91224	1866	1551	114
50_8_2a.2	5823	406	72088	656	2789	408	6272	437	93499	1837	1543	111
50_8_2b.1	4250	391	49721	568	4083	414	4578	421	73203	1806	1442	137
50_8_2b.2	9338	459	121285	837	3361	418	10059	494	151808	1963	1525	77
50_8_2b.3	9742	463	131044	868	2470	415	10494	498	159246	1968	1517	74
50_8_2b.4	7332	433	91180	733	3114	422	7898	466	116580	1928	1558	95
50_8_2c1	4695	396	62182	621	4473	424	5057	426	88752	1847	1318	114
50_8_2c2	9126	444	113375	810	3208	420	9830	478	142263	1965	1588	80
50_8_2c3	7450	433	100583	765	3370	417	8025	466	128176	1908	1444	86
50_8_2c4	5378	399	67319	639	4406	421	5793	429	94493	1858	1415	108
50_8_2c5	6358	409	81733	695	2760	413	6849	440	104318	1869	1511	100
50_8_1a.3	6785	424	67360	640	7981	442	7308	456	109454	1958	1536	99
50_8_3.1	6118	418	81063	693	3320	412	6590	450	105753	1853	1437	101
50_8_3.2	16848	538	221325	1140	3137	434	18149	579	264790	2211	1575	52
50_8_3.3	12392	492	165123	979	2718	423	13348	530	199072	2066	1542	63
50_8_3.4	14231	510	192051	1059	2729	427	15330	549	229750	2129	1535	57
50_8_3.5	6397	424	90905	730	2263	411	6891	456	112627	1864	1412	96
50_8_3.6	15129	519	203846	1093	3253	430	16297	559	245316	2160	1529	54
50_8_3.7	12339	487	161221	966	2329	425	13291	524	193071	2071	1582	64
50_8_3.8	5847	413	80690	694	2604	414	6298	444	102395	1858	1419	103
50_8_3.9	12187	487	159774	963	2244	424	13128	524	191070	2065	1579	65
KR 50-8 neu	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
50-8.n1	5627	468	78734	849	2404	471	6061	504	99346	2142	1408	120
50-8.n2	5688	471	72454	826	3549	483	6127	507	96917	2183	1457	124
50-8.n3	5600	394	77576	709	2850	398	6032	424	99823	1804	1395	101
50-8.n4	11709	458	152549	973	2481	417	12613	493	183825	2046	1577	64
50-8.n5	17676	506	218346	1173	3238	447	19041	545	261946	2291	1667	49
50-8_1.1	6902	411	69259	677	8337	434	7435	442	113006	1940	1514	93
50-8_1.2	6262	404	74659	700	3792	410	6745	435	100551	1865	1543	103
50-8_1.2a	8046	416	87971	751	6623	424	8667	448	127401	1946	1564	83
50-8_1a.1	8615	422	81374	726	8152	432	9280	454	126610	1983	1680	85
KR 22-7	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
22-7-1_1c	6446	422	80656	687	2540	409	6943	454	102244	1858	1561	105
22-7-1_2r	10236	471	123608	839	4346	425	11026	507	158627	2000	1597	76
22-7-1_3c	6007	419	69463	647	5364	424	6470	451	100957	1883	1477	106
22-7-1_4r	9211	458	122907	837	3819	423	9922	493	155449	1972	1471	75
22-7-1c,5	6674	425	79135	685	3512	418	7189	457	104546	1894	1580	104
22-7-1,6	6291	428	77055	677	3876	418	6776	461	103563	1878	1506	106

KR 22-7	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
22-7-1r,7	8273	448	104979	778	3268	420	8911	482	132895	1941	1542	86
22-7-1c,8	6081	420	76532	673	2992	411	6550	452	99360	1852	1517	108
22-7-1c,8a	6330	424	77566	679	2987	414	6818	456	100567	1872	1559	108
22-7-1c,8b	6496	420	77379	677	3399	411	6997	452	102076	1863	1575	105
22-7-9-1c	8364	443	90097	725	4925	426	9009	477	123065	1959	1678	92
22-7-9-2r	8588	454	95490	747	5391	429	9251	489	131011	1972	1621	89
22-7-9-m,3	9223	454	94123	740	9492	456	9935	489	146223	2060	1562	79
22-7-5,1	11320	479	130057	863	6517	439	12194	515	174955	2065	1601	70
22-7-5a,c1	6942	429	86516	712	2817	415	7478	462	110055	1892	1562	100
22-7-5a,r2	12835	501	160392	957	3715	428	13826	539	197886	2079	1605	65
22-7-5a,r3	13360	500	159800	955	5780	438	14391	538	205763	2114	1606	62
22-7-5a,c4	7312	435	80371	688	6328	432	7876	468	117481	1942	1542	95
22-7-3a,c1	6505	415	71818	657	3306	415	7007	447	95516	1886	1682	111
KR21-2	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
21-1-2ac	4973	399	48188	541	8294	432	5357	429	88462	1857	1398	115
21-2-1bc	5157	390	48562	546	7598	430	5555	420	86326	1865	1482	115
21-2-3ac	5029	391	58996	588	2501	401	5417	421	77484	1790	1606	129
21-2-3bc	5330	397	60135	595	2822	402	5741	427	80155	1803	1643	126
21-2-8ac	4871	392	59013	589	2531	399	5247	422	77574	1775	1555	129
21-2-8bcr	6151	404	78665	665	1274	398	6626	435	94786	1813	1605	109
21-2-6c	5752	403	51088	554	8214	434	6196	434	91948	1895	1550	112
21-2-6r	3738	385	49193	550	1744	398	4026	414	63097	1741	1470	156
21-2-6br	6144	407	50245	551	8575	430	6618	438	92794	1893	1637	112
21-2-9-c	5596	409	75884	655	2313	399	6028	440	95774	1789	1451	109
21-2-9-r	6302	412	69138	631	4304	412	6788	443	96506	1852	1615	109
21-2-9-c	5712	407	73385	649	3227	407	6153	438	96675	1818	1467	108
21-2-7-c	5814	406	73524	649	1150	399	6262	437	88433	1812	1625	117
21-2-7-r	4959	393	59440	592	1672	399	5341	423	74585	1790	1643	135
21-2-1-c	5737	403	50596	554	8171	431	6180	434	91238	1885	1557	113
21-2-1-ac	7063	422	90125	710	2249	403	7608	454	111823	1847	1564	96
21-2-1-bc	5910	405	50216	551	7977	431	6366	436	90218	1894	1620	115
21-2-1-cc	2684	367	26457	445	2003	393	2891	395	38498	1723	1720	243
KR 21-9b alt	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
21-9b-2c	4380	385	53702	565	1296	390	4718	414	66485	1741	1629	148
21-9b-2ac	3621	378	45490	533	1006	390	3900	407	55925	1724	1602	173
21-9b-2r	3770	384	46386	535	1157	388	4061	413	57578	1720	1619	170
21-9b-9c	4643	391	55791	574	1575	392	5001	421	70026	1754	1639	143
21-9b-9ac	4581	389	55307	572	1789	388	4934	419	70343	1734	1611	141
21-9b-15c	3694	379	44363	526	1267	390	3979	408	55743	1727	1638	174
21-9b-4c	4164	388	49449	546	1435	387	4485	417	62238	1726	1653	159
21-9b-4r	3775	382	47163	537	1056	388	4066	411	58039	1719	1609	168
21-9b-4ar	3930	391	49717	547	1518	390	4233	421	62820	1722	1550	159
21-9b-13c	3139	376	41668	514	674	390	3381	405	50188	1708	1549	192
21-9b-13ac	3530	378	43194	519	771	387	3802	407	52361	1717	1665	185
21-9b-13bc	3761	382	43986	522	1201	389	4051	411	55065	1729	1686	177
21-9b-13cr	3634	385	50229	549	1155	386	3914	414	61865	1694	1458	159
21-9b-1dcr	4208	389	50254	551	1149	392	4532	419	61975	1751	1676	161
KR 21-9b neu	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
21_9b_4.1	4462	417	58117	667	1384	383	4806	449	71821	1749	1539	148
21_9b_4.2	4464	412	55634	656	1441	386	4808	443	69263	1763	1595	152
21_9b_2.1	3981	410	50571	631	528	381	4288	441	59740	1740	1647	175
21_9b_1.1	3784	408	48262	619	1074	383	4076	439	59350	1732	1578	176
21_9b_1.2	3991	404	47343	616	1148	383	4299	435	58660	1746	1680	176

KR 8-2	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	Tm	±
8_2_1	3383	375	60967	613	3616	415	3644	403	83524	1768	1017	115
8_2_6.2	2964	378	59187	604	3308	408	3192	407	80196	1727	929	120
8_2_3.1	4182	395	79439	687	1186	403	4504	425	95070	1771	1102	106
8_2_3a.1	3420	382	47966	557	6939	433	3684	411	81814	1814	1048	119
8_2_3a.2	3582	387	48919	561	7177	430	3858	416	83888	1808	1070	118
8_2_37.1	3473	381	54576	586	3303	409	3741	410	75189	1753	1155	129
8_2_13.1	3591	383	53161	580	4063	414	3868	412	76615	1771	1172	128
8_2_15.1	4231	392	46664	552	8528	441	4557	422	87075	1866	1214	115
8_2_15a.1	3991	387	50046	564	7483	435	4299	416	86593	1839	1153	114
8_2_1.1	3028	376	59982	606	3147	411	3261	405	80493	1741	946	119
8_2_2.1	3149	382	73266	663	3997	419	3392	411	98729	1778	805	99
8_2_2.2	3268	380	71593	652	3819	417	3520	409	96204	1772	856	101
8_2_2.3	2731	372	60611	612	3143	410	2941	400	81092	1728	849	117
8_2_2.4	3158	376	57994	602	6334	429	3401	405	90485	1795	879	106
8_2_7.1	2976	373	56802	595	3221	408	3205	401	77187	1728	969	123
8_2_7.2	2529	364	46553	553	6377	433	2724	392	77516	1782	823	120
8_2_7.3	2892	381	55374	590	3037	410	3115	410	74847	1733	971	130
8_2_7.4*	2084	354	49869	565	6852	431	2244	381	82720	1756	638	109
8_2_7.5	2159	358	51144	570	3435	407	2325	385	71352	1688	764	128
8_2_7.6	2803	380	56425	594	2831	410	3019	409	75207	1731	937	129
8_2_10.1	3058	376	51483	572	1684	401	3294	405	65264	1719	1172	147
8_2-1.1	3474	363	54702	551	4960	384	3742	391	81740	1634	1065	114
8_2-5b.1	3923	374	52830	545	6122	395	4225	402	84389	1685	1162	113
8_2-5b.2	2364	353	30255	442	4122	377	2546	380	50774	1578	1164	178
8_2-5b.3	3343	366	48547	524	2379	368	3601	394	64783	1592	1287	144
8_2-9a	5331	385	44948	511	13888	435	5742	414	106658	1834	1247	92
8_2-9a.2	4206	369	48948	527	8005	401	4530	397	87552	1705	1200	108
8_2-9a.3	3927	376	68330	603	2614	377	4230	405	88073	1639	1116	109
8_2-7.1	3380	370	71823	614	3596	380	3641	398	95645	1628	890	99
8_2-7.2	3463	365	65991	595	3600	379	3730	393	89129	1626	976	105
KR 9-1	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	Tm	±
9_1_9a,1	4637	399	50702	568	9015	444	4995	429	93684	1887	1236	109
9_1_9a,2	4173	390	48790	560	8913	446	4495	420	90819	1878	1150	110
9_1_9b,1	3526	381	54042	586	6000	434	3798	410	85024	1828	1040	114
9_1_9b,2	2383	378	41622	533	2369	404	2567	407	56663	1698	1055	171
9_1_10.1	3078	382	50731	571	5790	425	3315	411	80280	1779	963	122
9_1_10.2	3192	387	51128	572	5915	427	3438	416	81264	1789	987	122
9_1_11.1	3012	378	52179	576	4268	420	3244	407	76044	1767	995	127
9_1_6.1	3377	389	53619	584	6100	435	3637	419	84848	1825	999	117
9_1_6.1	3207	387	53898	584	7225	436	3454	416	89330	1816	903	111
9_1_6.3	2741	378	51549	572	5636	425	2952	407	80415	1765	859	120
9_1_8.1	2624	375	52599	578	5262	430	2826	403	80109	1781	826	119
9_1_8.2*	2019	370	51109	572	5795	429	2174	398	80123	1752	638	118
9_1_5.1	3001	386	55218	590	5089	421	3232	415	82571	1766	914	119
9_1_5.2	2879	374	54648	587	4945	423	3101	402	81326	1769	891	117
9_1_1.1	3232	389	60116	611	3824	416	3481	419	83315	1765	975	119
9_1_1.2	3054	382	56489	598	3856	417	3289	411	79304	1762	968	123
KR25-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
25_1_2a.1	2335	369	48992	599	1029	360	2515	397	59768	1561	981	158
25_1_2a.2	2311	371	51590	609	752	366	2489	399	61632	1583	943	154
25_1_2a.3	2108	376	52260	612	1170	364	2270	405	63976	1565	831	150
25_1_2a.4	2367	371	49122	598	874	361	2549	399	59315	1566	1002	160
25_1_2a.5	2850	377	59811	646	1239	366	3070	406	72897	1606	982	132
25_1_2a.6	5464	408	121350	883	1399	385	5885	439	143531	1804	957	72
25_1_2b.1	2519	388	58526	641	1431	368	2713	417	72132	1599	879	137
25_1_8.1*	204	276	8787	372	247	298	219	297	10923	1193	473	639
25_1_8.2	5564	407	138788	941	2234	393	5993	438	166539	1855	842	62

KR25-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
25_1_8.3	6360	419	158990	1008	2010	399	6851	451	188669	1919	850	57
25_1_8.4	6387	412	152537	990	2328	397	6880	443	182576	1904	881	57
25_1_8.5	2826	381	72827	702	1772	369	3044	410	89678	1627	795	109
25_1_8.6	2625	378	68799	684	1755	374	2827	407	85022	1632	779	114
25_1_8.7	3796	389	97950	799	1874	377	4089	419	118662	1711	807	84
25_1_8.8	4748	399	114063	857	1899	386	5114	429	137133	1782	872	74
25_1_8.9	453	354	12435	396	293	320	487	381	15270	1304	748	587
25_1_8.10	642	352	14510	410	272	310	691	379	17566	1290	919	509
25_1_8.11	343	340	8496	368	13	0	369	366	9718	418	888	881
25_1_8.12*	115	229	8142	365	525	342	123	246	11203	1329	260	518
25_1_8.13	3403	381	89575	761	1726	372	3665	410	108553	1670	791	90
25_1_8.14	6300	417	160488	1007	2071	396	6786	449	190598	1908	833	56
25_1_6.1	2845	382	58347	637	1232	362	3064	411	71213	1590	1003	137
25_1_6.2	7648	428	183978	1082	2410	406	8238	461	218670	1995	881	50
25_1_6.3	2905	382	71087	691	885	368	3129	411	84309	1625	868	116
25_1_6.4	7648	429	170304	1040	2281	399	8238	462	202663	1952	949	54
25_1_6.5	4025	394	85267	746	1233	373	4335	424	101841	1686	992	99
25_1_6.6a	3191	390	70360	690	1171	369	3437	420	84619	1636	948	118
25_1_6.7	2497	376	70958	689	867	365	2689	405	84060	1601	750	114
25_1_6.8	2442	378	70117	686	1224	365	2630	407	84461	1598	731	114
26_1_6.9	3158	380	64967	665	1268	900	3401	409	78883	1764	1005	123
KR25-5	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
25_5_1a.1	5199	399	111624	845	1443	379	5600	429	132649	1764	985	77
25_5_1a.2	4272	394	99563	803	1601	375	4601	424	119496	1716	900	84
25_5_1a.3	4822	397	105505	823	1344	377	5194	427	125293	1742	967	81
25_5_1a.4	4873	400	105704	826	1699	377	5249	430	126901	1744	965	80
25_5_2a.1	4883	402	112120	849	1499	380	5260	433	133400	1763	921	77
25_5_2a.2	3109	380	81164	732	1008	370	3349	409	96234	1649	815	101
25_5_2a.3*	506	350	19413	439	410	348	545	377	23643	1401	544	377
25_5_2a.4	2514	371	68604	682	903	363	2708	399	81528	1594	778	116
25_5_2a.5	2607	380	68708	680	931	364	2808	409	81761	1598	804	119
25_5_2a.6	5504	403	113970	855	1067	381	5929	434	133868	1782	1032	77
25_5_2a.7	5286	410	117251	866	1306	382	5694	441	138506	1784	959	75
25_5_2a.8	2049	367	54628	619	698	359	2207	395	64843	1548	797	145
25_5_2a.9	3261	381	91585	772	1046	374	3512	410	108220	1680	761	90
25_5_6.1	4701	394	103540	814	1533	376	5064	424	123786	1732	955	81
25_5_6.2	5509	413	129882	906	2160	387	5934	444	156153	1818	888	67
25_5_6.3	4590	400	107202	828	1408	378	4944	430	127443	1742	906	80
25_5_6.4	5265	399	108206	831	1448	377	5671	429	128800	1753	1026	79
25_5_6.5	5009	404	111652	845	1343	378	5395	435	132276	1757	952	78
25_5_6.6	4771	398	105620	822	1535	378	5139	428	126158	1743	951	80
RS 55	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
rs55_10.1	2780	379	61189	654	1859	366	2994	408	76842	1602	910	126
rs55_10.2	2861	379	57454	641	1462	367	3081	408	71099	1610	1010	136
rs55_10.3	4014	392	86483	760	1490	374	4323	422	104215	1695	968	96
rs55_10.4	4245	394	88966	771	1302	376	4572	424	106323	1711	1002	95
rs55_11.1	3079	383	63246	669	1637	377	3316	412	78359	1657	987	125
rs55_11.2	2955	381	69312	695	1530	375	3183	410	84786	1652	878	115
rs55_11.3	5011	407	112652	863	1453	386	5397	438	133836	1793	941	78
rs55_11.4	4576	401	101423	822	1316	382	4929	431	120531	1756	954	85
rs55_2.1	1504	365	30830	512	729	361	1620	393	37929	1526	996	246
rs55_2.2	1095	365	25475	482	729	360	1179	393	31804	1495	867	293
rs55_2.3	530	354	10460	385	509	354	570	381	13884	1446	958	645
rs55_2.4	725	355	12410	403	565	356	780	382	16351	1478	1109	551
rs55_2.6	1512	359	31399	508	819	354	1628	386	38922	1496	976	235
rs55_5.1	8285	435	177413	1064	2088	402	8924	468	210032	1982	991	53
rs55_5.2	3082	378	65114	669	1396	366	3320	407	79541	1617	974	121

RS 55	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
rs55_5.3	2974	378	63326	660	1143	366	3203	407	76519	1613	976	126
rs55_5.4	6601	418	146455	965	1987	389	7110	450	174384	1870	952	61
rs55_5.5	7069	423	157214	1001	2246	392	7614	455	187631	1903	947	57
rs55_5.6	7552	433	176311	1062	2239	401	8135	466	209305	1969	908	53
rs55_5.7	3979	387	113477	852	1739	379	4286	416	135773	1743	741	73
rs55_5.8	2693	371	63312	658	1145	370	2900	399	76477	1616	886	124
rs55_5.9	2524	379	62466	656	1499	367	2718	408	76858	1598	828	126
rs55_5.10	2642	385	65705	673	1235	369	2846	414	79529	1615	838	124
rs55_5.11	2568	372	62568	658	1089	368	2766	400	75404	1606	858	126
rs55_5.12	2872	379	65014	664	1749	364	3093	408	80759	1599	895	120
rs55_3b.1	4130	392	134191	923	2096	391	4448	422	160650	1818	651	62
rs55_3b.2	3986	392	131962	917	2022	387	4293	422	157826	1800	640	63
rs55_3b.3	1675	361	50650	603	851	361	1804	388	60876	1537	696	151
rs55_3b.4	1753	359	44870	574	856	357	1888	386	54349	1520	813	169
rs55_3a.1	686	348	13376	404	571	353	738	374	17449	1453	986	506
rs55_3a.2	330	339	6902	356	147	248	355	365	8427	1049	982	1009
rs55_3a.3	382	348	8513	371	553	348	411	374	11814	1404	815	743
rs55_6.1	2533	375	54535	621	1043	363	2728	403	66123	1581	963	145
rs55_6.2	3046	374	54929	622	1252	363	3281	402	67460	1600	1130	141
rs55_6.3	2376	367	47910	591	1162	358	2559	395	59069	1553	1010	159
rs55_6.4	3376	382	67696	679	2188	374	3636	411	85580	1652	991	114
rs55_6.5	3474	387	68628	683	1934	372	3742	416	85666	1650	1018	115
rs55_6.6	3472	386	68967	683	2167	372	3740	415	86952	1649	1003	113
G 85-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
g85_1_6.1	6058	445	57258	669	23456	522	6525	479	156605	2188	972	72
g85_1_6.2	5003	423	69010	720	14381	468	5389	455	134416	2003	936	80
g85_1_6.3	6364	442	57359	672	23664	520	6855	476	157855	2188	1012	71
g85_1_6.4	5799	436	57003	669	21725	513	6246	469	149580	2155	974	74
g85_1_4.1	5962	448	58609	672	22173	514	6422	482	153185	2157	978	75
g85_1_6.6	6564	441	57596	670	24268	526	7070	475	160606	2210	1026	70
g85_1_6.7*	4700	425	69138	721	13694	463	5062	457	131718	1980	898	82
g85_1_6.8	5746	439	56590	666	21929	513	6189	472	149832	2153	964	75
g85_1_6.9*	4769	420	67824	716	13686	469	5137	452	130296	2002	921	82
g85_1_4.2	7216	446	63301	694	28234	547	7773	480	182322	2287	994	62
g85_1_4.3	6087	440	84875	786	15702	479	6557	473	157778	2079	970	71
g85_1_4.4	6483	443	60595	681	23922	524	6983	477	162464	2199	1002	70
g85_1_2.1	5668	434	55401	660	20357	505	6105	467	142590	2126	998	78
g85_1_2.2	6152	444	79618	766	18263	499	6627	478	161703	2140	956	70
g85_1_2.3	6508	443	59450	682	22959	517	7010	477	157667	2183	1036	72
g85_1_2.4*	4441	426	60796	682	13978	467	4783	458	123362	1979	906	88
G 85-2	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
85_2_1.1	6610	405	74224	714	21350	489	7120	436	167824	2077	989	61
85_2_1.2	5995	404	67337	685	21750	491	6457	435	161150	2065	936	64
85_2_1.3	7098	418	75981	715	24876	503	7646	450	183446	2126	972	58
85_2_1.4*	4830	394	65020	678	16081	456	5203	424	136251	1933	893	74
85_2_3a.1	6717	414	58202	640	25812	507	7235	445	167192	2115	1009	63
85_2_3a.2	6885	410	53097	619	28454	522	7416	441	171707	2163	1007	61
85_2_3a.3	6618	412	57724	640	24651	502	7129	443	162234	2099	1024	65
85_2_7.1	4783	397	64631	675	14274	451	5152	427	129003	1923	933	78
85_2_7.2	6805	412	68727	692	20394	485	7330	443	158452	2071	1076	66
85_2_7.3	5498	405	66648	684	16216	463	5922	436	139168	1978	992	74
85_2_7.4	6256	411	67646	685	22525	494	6739	442	164666	2081	955	63
85_2_7.5	4895	400	63717	671	11803	435	5273	430	118769	1878	1034	86
85_2_7.6	6229	409	68641	692	18966	476	6710	440	152397	2031	1026	68
85_2_1.1	6744	415	62824	668	24434	502	7264	447	167095	2110	1013	63
85_2_1.2	6124	407	66920	684	20458	482	6596	438	156008	2038	986	66
85_2_3b.1	6682	409	53171	621	25565	505	7198	440	160802	2108	1042	65

G 85-2	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
85_2_3b.2	6762	415	52823	617	25383	505	7284	447	159852	2108	1061	66
85_2_5.1	6743	407	60777	653	23406	498	7263	438	161044	2095	1050	64
85_2_5.2	6267	409	59976	651	21616	488	6750	440	152940	2053	1028	68
g85_2_1.1	6267	403	61554	586	20389	476	6750	434	150063	1987	1047	68
g85_2_1.2	6109	402	61053	585	20283	476	6580	433	148950	1984	1029	69
g85_2_2.1	5267	398	65172	606	17097	461	5673	428	140638	1926	942	72
g85_2_2.2	7135	417	72589	630	24119	499	7686	449	176966	2083	1012	60
KR 61-6	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
61-6_2.1	4016	404	95004	834	1630	398	4326	435	114411	1809	884	90
61-6_2.2	4432	402	95827	837	1559	401	4774	433	115117	1830	968	89
61-6_2.3	4458	411	98962	849	2130	402	4802	442	120880	1836	928	87
61-6_2.4	3673	396	83642	787	1757	398	3956	426	101986	1784	906	99
61-6_2.5	4095	396	95678	837	1988	402	4411	426	116563	1824	885	87
61-6_2.6	4167	401	98568	847	1858	402	4488	431	119346	1829	879	86
61-6_2.7	4534	400	98204	847	2405	402	4884	430	121096	1836	942	84
61-6_4b.1	4431	401	102756	862	1652	402	4773	431	123328	1841	904	83
61-6_4b.2	3668	389	78276	765	2050	399	3951	419	97046	1780	950	102
61-6_4b.3	4644	408	104722	869	1628	400	5002	439	125487	1842	931	83
61-6_4b.4	4561	404	104264	866	1768	401	4913	435	125500	1841	914	82
61-6_4b.5	4514	403	104187	865	1540	399	4862	434	124526	1834	912	83
61-6_4b.6	4335	400	104595	867	1785	402	4669	430	125915	1840	867	81
61-6_4b.7	3409	393	77215	757	2197	393	3672	423	96367	1748	891	104
61-6_5a.1	3520	389	77324	761	3472	405	3791	419	101407	1789	874	98
61-6_5a.2	3498	397	78411	765	3356	404	3768	427	102182	1786	863	99
61-6_5a.3*	3348	400	87778	804	2787	403	3606	430	110557	1794	765	92
61-6_5a.4	4110	397	101689	858	2158	407	4427	427	124026	1847	835	82
61-6_5a.5	3418	396	76619	755	2301	399	3681	426	96095	1768	895	105
61-6_5a.6	3643	391	78674	763	2397	400	3924	421	98830	1779	927	101
61-6_5a.7*	4158	401	107708	881	2258	405	4479	431	131234	1851	800	78
61-6_5a.8	3933	398	93832	826	2763	406	4236	428	117424	1826	844	86
61-6_5a.9	3722	394	81460	777	2796	405	4009	424	103528	1801	905	97
61-6_5a.10	3617	393	77544	760	3401	407	3896	423	101410	1798	898	99
61-6_5a.11	3283	388	84458	787	2123	401	3536	417	104256	1781	795	95
61-6_5a.12	3772	394	84503	790	3020	402	4063	424	107836	1796	881	93
61-6_3.1	5155	403	113038	900	2618	405	5553	434	138797	1877	934	74
61-6_3.2	5081	409	115623	914	2303	408	5473	440	140496	1893	910	74
61-6_3.3	4093	395	83599	787	3129	405	4409	425	107309	1813	959	94
61-6_3.4	3903	392	80624	772	2876	404	4204	422	102934	1801	953	97
61-6_4c.1	4687	400	108254	883	2125	404	5048	430	131413	1860	898	78
61-6_4c.2	3538	398	81058	776	2306	393	3811	428	101154	1758	881	100
61-6_6a.1	3722	394	94754	830	2153	401	4009	424	116097	1808	809	87
61-6_6a.2	2780	384	70266	727	2104	393	2994	413	88036	1721	797	111
KR 61-2	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
61_2_2a.1	1321	355	4125	337	15599	429	1423	382	63327	1673	530	142
61_2_2a.2	757	349	13	0	14304	417	815	375	53089	1568	363	166
61_2_2a.3	1269	348	4959	345	15458	428	1367	374	63641	1669	507	138
61_2_2a.4	3463	375	112648	831	11620	428	3730	403	171789	1868	512	55
61_2_2a.5	3514	374	117346	849	11579	426	3785	402	176957	1871	505	54
61_2_2a.6	3778	378	122619	865	11686	428	4069	407	183421	1889	523	52
61_2_2a.7	1565	355	364	311	10635	402	1685	382	41780	1624	942	214
61_2_2a.8*	1511	360	3642	339	11644	408	1627	387	48819	1631	781	186
61_2_2a.9	2015	349	15420	411	9505	397	2170	375	54472	1626	930	162
61_2_2a.10	2144	359	15759	414	9876	395	2309	386	56386	1622	956	162
61_2_1.1	10563	432	226930	1181	6847	425	11378	465	284822	2130	933	38
61_2_1.2	10279	436	219430	1160	7432	426	11072	469	278550	2118	928	40
61_2_ne1	10171	434	238578	1214	6873	426	10956	467	298014	2149	860	37
61_2_ne3	11052	444	244114	1229	6535	430	11905	478	303131	2178	917	37

KR 61-2	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
61_2_ne4	5342	386	192416	1083	9895	432	5754	415	256134	2041	530	38
61_2_ne5*	7574	411	180601	1047	11033	438	8158	442	247786	2062	772	42
61_2_ne6	10832	440	236018	1203	7188	425	11668	473	296457	2144	919	38
61_2_ne7	10850	436	240063	1214	7118	426	11687	469	300760	2154	908	37
61_2_ne8	5273	388	189148	1075	9973	431	5680	417	252712	2032	530	39
61_2_ne9	10792	438	241306	1218	6936	429	11625	471	301455	2165	901	37
61_2_ne10	7098	408	206121	1125	8862	431	7646	439	268223	2081	670	39
61_2_ne11	10606	437	240417	1218	7120	428	11425	470	301121	2161	887	37
61_2_ne12	11152	443	240690	1218	6764	429	12013	477	300162	2169	934	37
61_2_ne13	11476	446	244192	1229	7170	426	12362	480	305746	2169	944	37
61_2_ne14*	8361	417	218703	1158	7968	430	9006	449	279357	2110	756	38
61_2_n1.2	10025	433	214816	1147	7931	428	10799	466	275206	2113	917	40
61_2_n1.3	5544	400	76494	704	16414	447	5972	430	150772	1919	925	67
KR 60-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
60-1_1a.1	1931	357	37449	491	1174	366	2080	384	47211	1539	1026	193
60-1_1a.2	1796	361	39358	504	1594	368	1934	388	50953	1535	887	181
60-1_1a.3	1998	353	36698	489	1474	368	2152	380	47545	1548	1054	190
60-1_1a.4	3398	375	77861	661	1202	377	3660	403	93261	1645	917	103
60-1_1a.5	3702	369	76652	655	891	374	3987	397	90712	1643	1024	104
60-1_1a.6	4296	384	94355	720	1360	379	4627	413	112662	1688	958	87
60-1_1a.7	3745	380	94019	716	1369	379	4034	409	112261	1673	841	86
60-1_1a.8	4300	379	92552	710	1609	380	4632	408	111585	1687	968	87
60-1_1a.9	3105	373	66747	614	2602	382	3344	401	86038	1637	908	111
60-1_1a.10	2612	369	60986	590	2102	376	2813	397	77503	1598	849	122
60-1_1a.11	3223	369	64744	603	2546	377	3471	397	83593	1621	969	113
60-1_1a.12	2023	350	40708	502	1570	367	2179	377	52440	1540	969	171
60-1_1a.13	4216	370	90763	703	1599	380	4541	398	109510	1683	967	86
60-1_1a.14	4036	375	92402	709	1625	378	4347	403	111446	1673	911	86
60-1_1a.15	4232	382	95221	719	1293	380	4558	411	113378	1688	939	86
60-1_1a.16	4214	380	95173	718	1354	377	4539	409	113558	1677	933	85
6013cbe.1	4887	386	107808	765	1025	388	5264	415	126670	1745	969	78
6013cbe.2	4526	392	108909	769	1361	383	4875	422	129192	1720	882	77
6013cbe.3	4902	388	106755	764	1515	387	5280	417	127380	1740	967	78
6013cbe.4	1897	362	75465	653	991	378	2043	389	89598	1604	537	103
6013cbe.5	2239	363	48960	543	940	368	2411	391	59368	1559	948	156
6013cbe.6	3099	369	65063	612	1164	372	3338	397	78579	1611	991	120
6013cbe.7	2266	365	77842	661	939	378	2440	393	92132	1617	623	101
6013cbe.8	2937	374	68838	628	938	374	3163	402	81965	1616	902	116
6013cbe.9	2130	360	82193	678	766	380	2294	387	96414	1626	561	95
6013cbe.10	2120	362	76734	658	962	375	2283	389	90949	1602	591	102
6013cbe.11	2116	364	79004	667	894	378	2279	392	93271	1615	575	100
6013cbe.12	2356	366	79523	667	1181	375	2537	394	94963	1610	628	98
6013cbe.13	4426	386	101257	746	1252	384	4767	415	120082	1716	927	82
6013cbe.14	4728	391	102045	749	1544	387	5093	421	122136	1733	973	82
6013cbe.15	4185	389	101326	746	1820	387	4508	419	122326	1719	862	81
6013cbe.16	2386	362	51129	555	865	371	2570	389	61552	1578	974	150
6013cbe.17	2137	361	77578	662	953	378	2302	388	91875	1614	590	100
6013cbe.18	2371	356	49156	547	783	370	2554	383	58996	1575	1009	154
6013cbe.19	4703	385	101123	745	1695	388	5066	414	121675	1734	971	81
6013aa.1	1297	350	37292	493	902	365	1397	377	45875	1501	715	195
6013aa.2	1553	353	40739	509	467	366	1672	380	48153	1522	813	187
6013aa.3	3717	381	99698	740	2069	387	4004	410	121376	1706	773	80
6013aa.4	4020	384	99965	743	1935	390	4330	413	121206	1724	836	81
6013aa.5	3792	381	100800	744	1379	384	4084	410	119997	1700	797	81
6013aa.6	3732	377	98859	737	1101	384	4020	406	116724	1697	807	82
6013aa.7	2831	366	70754	632	1149	373	3049	394	84940	1607	840	110
6013c20	4835	391	107120	765	1769	388	5208	421	128771	1742	944	78
6013ab.1	3662	380	106357	763	1561	381	3944	409	126985	1694	729	78

KR 60-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
6013ab.2	3608	381	105023	759	1638	385	3886	410	125759	1705	725	77
6013ab.3	2089	354	80535	670	1363	376	2250	381	96770	1607	548	93
6013ab.4	1803	355	79937	668	1378	376	1942	382	96118	1599	477	94
KR 60-5	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
6051d.1	3964	391	87660	705	2242	394	4270	421	108448	1727	920	92
6051d.2	6700	416	147362	901	2971	414	7217	448	179232	1908	940	59
6051d.3	7741	425	172653	978	3081	412	8338	457	208432	1950	934	52
6051d.4	7485	417	172023	974	2196	414	8063	449	204269	1952	922	52
6051d.5	7227	423	172891	978	2309	409	7785	455	205667	1934	885	52
6051d.6	6575	410	145021	894	4091	418	7082	441	180887	1914	915	58
6051e.1*	5768	408	183112	1011	2495	417	6213	439	217846	1958	670	48
6051e.2*	7286	416	186759	1019	2606	422	7848	448	222546	1996	826	48
6051e.3	4183	389	170635	975	2813	413	4506	419	204729	1907	519	48
6051e.4	2342	365	94019	727	1921	392	2522	393	114198	1689	521	82
6051e.5	4045	379	82819	684	4029	406	4357	408	109882	1758	926	88
6051e.6*	3161	374	86495	696	2660	393	3405	402	108586	1698	736	88
6051e.7*	7110	413	191889	1034	2605	422	7659	444	228346	2001	786	46
6051e.8	4063	386	171675	979	2608	416	4376	415	205131	1917	503	48
6051c.1	3722	379	74702	654	2907	390	4009	408	96333	1692	971	101
6051c.2	7794	426	186688	1020	2841	419	8395	458	223419	1993	879	48
6051c.3	7057	420	154580	923	3749	414	7601	452	190459	1921	932	56
6051c.4	8072	427	186539	1018	2260	418	8695	459	221033	1993	919	49
6051c.5	3580	384	78170	666	2559	391	3856	413	98872	1695	911	99
6051c.6	7356	422	152593	917	3499	416	7924	454	187292	1930	987	57
6051a.1	5171	399	105817	769	3923	408	5570	429	135681	1814	958	75
6051a.2	4705	396	105541	768	4339	413	5068	426	136855	1819	866	74
6051a.3	4906	393	108805	778	3556	409	5284	423	137581	1815	898	73
6051a.4	5076	395	107534	774	3571	408	5468	425	136240	1814	937	74
6051b.1	7491	425	179560	1000	3127	416	8069	457	216406	1970	872	50
6051b.2	8009	430	187379	1025	2619	422	8627	463	223368	2009	902	49
6051b.3	7127	423	167376	964	2663	416	7677	455	200768	1949	894	54
6051b.4	6563	416	157413	935	2004	409	7069	448	186874	1907	884	57
6051b.5	7435	423	169595	972	2824	418	8009	455	203938	1963	917	53
6051b.6	7527	422	169557	970	2324	418	8108	454	201971	1964	937	53
6051b.7	5590	412	127824	840	1801	400	6013	443	152441	1823	921	69
KR 36-16	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
36_16_1.1s	3660	388	60372	673	4006	401	3942	417	84471	1756	1086	117
36_16_1.2	2006	380	22347	480	4865	399	2160	409	44655	1680	1124	217
36_16_1.3	2346	379	27407	513	5116	400	2527	408	51434	1696	1141	188
36_16_1.4	3847	399	76248	742	3892	402	4144	429	101903	1780	949	100
36_16_1.5	2221	383	32954	545	4994	402	2392	412	56979	1693	979	172
36_16_1.6	3244	394	60678	676	4399	401	3494	424	86155	1740	947	117
36_16_1.7	3239	392	61378	677	3958	400	3489	422	85247	1739	955	118
36_16_1.8	3268	389	62502	684	3861	402	3520	419	86147	1749	954	115
36_16_1.9	3543	397	63480	687	3933	400	3816	427	87622	1751	1015	116
36_16_2.1	4378	409	68313	713	9265	436	4716	440	113834	1886	967	92
36_16_2.2	4242	410	70843	724	9819	439	4569	441	118651	1893	900	88
36_16_2.3	4370	413	69577	717	9273	438	4707	444	115260	1893	953	91
36_16_2.4	3894	411	58089	675	9095	434	4194	442	101529	1871	964	103
36_16_2.5	4327	416	69724	720	9383	438	4661	448	115814	1893	940	92
36_16_3.1	2273	385	27998	517	5104	400	2448	414	51975	1694	1095	189
36_16_3.2	2220	387	27568	517	5228	396	2391	416	51930	1676	1071	190
36_16_3.3	2021	385	32370	545	5149	401	2177	414	56776	1680	896	173
36_16_3.4	2215	377	28895	522	4770	399	2386	406	51644	1687	1075	187
36_16_3.5	4266	404	81000	762	4576	409	4595	435	110010	1816	974	94
36_16_3.6	4746	413	81096	765	4972	415	5112	444	111818	1850	1064	94
36_16_3.7	5079	419	98238	830	6213	426	5471	451	135936	1908	940	79

KR 36-16	Pbc	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbOc	\pm	ThO2*c	\pm	T	\pm
36_16_3.8	4997	416	90349	799	6584	423	5382	448	128483	1885	977	83
36_16_3.9	4346	401	75111	740	5806	413	4681	431	108174	1823	1009	95
KR 58-10	Pbc	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbOc	\pm	ThO2*c	\pm	T	\pm
58-10_3.1	1800	380	33074	479	1829	368	1939	409	44787	1548	1009	216
58-10_3.2	1784	381	28631	459	2161	372	1921	410	41089	1566	1088	236
58-10_3.3	1515	381	29046	459	2182	371	1631	410	41517	1541	918	234
58-10_3a.1	3582	397	66447	625	3032	383	3858	427	87486	1665	1027	116
58-10_3a.2	3068	395	62557	610	2836	377	3304	425	82206	1627	938	123
58-10_3a.3	3526	397	66401	625	3186	382	3798	427	88013	1659	1006	115
58-10_3b.1	1424	371	17101	392	2136	363	1533	399	28012	1536	1267	336
58-10_3b.2	1045	364	14281	380	2087	366	1125	392	24457	1517	1070	378
58-10_3b.3	1095	366	17458	396	2020	363	1179	394	27753	1502	991	335
58-10_5.1	1276	371	17699	401	1875	366	1374	399	27570	1535	1157	342
58-10_5.2	1096	381	15103	386	2121	365	1180	410	25530	1567	1075	374
58-10_5.3	1100	373	14819	384	1876	366	1184	401	24282	1583	1133	385
58-10_5a.1	631	378	15216	386	1829	369	679	407	24258	1525	658	392
58-10_5a.2	826	369	13280	374	1627	362	889	397	21451	1493	967	435
58-10_5a.3	882	368	14030	376	1861	363	950	396	23208	1496	955	402
58-10_5a.4	827	376	14933	386	1617	365	890	405	23253	1531	895	408
58-10_5a.5	1155	372	14465	384	1811	365	1244	400	23677	1573	1218	395
58-10_5a.6	938	371	15088	389	1805	364	1010	399	24206	1538	973	386
58-10_5a.7	939	376	14607	380	2097	364	1011	405	24782	1495	952	385
KR 58-15	Pb	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbO	\pm	ThO2*	\pm	T	\pm
58_15	3217	389	78262	692	818	418	3465	419	92218	1798	879	108
58_15_1.2	3558	388	76735	686	1625	416	3832	417	93641	1798	955	106
58_15_1.3	3903	394	78673	695	3477	425	4204	424	103052	1833	952	98
58_15_1.4	3501	396	76868	687	1660	410	3771	426	93919	1775	937	108
58_15_1.5	3551	390	73665	675	2992	420	3825	420	95449	1804	936	104
58_15_1.6	3977	400	86874	729	2722	425	4284	430	109411	1845	915	93
58_15_1.7	3341	385	72889	675	2470	420	3599	414	92515	1800	909	106
58_15_1.8	3055	384	70945	665	1493	411	3290	413	86507	1762	889	113
58_15_1.9	3255	389	71756	671	1326	415	3506	419	86807	1785	943	115
58_15_1.10	2809	391	68991	658	1098	412	3025	421	82742	1757	855	121
58_15_1.11	3878	395	86819	727	1422	417	4177	425	104317	1819	935	97
58-15_12	2292	621	54872	989	581	590	2469	668	64688	2546	892	245
58-15_12a	3943	399	86208	723	1006	416	4247	429	102017	1818	971	100
58-15_13	3353	389	75626	683	2331	416	3611	419	95076	1788	888	105
58-15_14	3647	391	89033	732	1401	413	3928	421	106720	1799	861	94
58-15_15	3298	384	70630	658	1260	409	3552	413	85281	1761	972	115
58-15_16	4060	400	93175	748	1415	415	4373	430	111513	1821	916	91
58-15_17	3388	393	76644	683	1444	414	3649	423	92816	1785	918	108
58-15_19	2850	385	66941	647	1165	411	3070	414	80681	1753	889	122
58-15_20	2733	385	68945	653	1098	413	2944	414	82682	1756	833	119
58-15_21	2705	386	68560	653	1627	414	2913	415	84269	1756	810	117
58-15_22	3723	389	80659	702	3199	427	4010	419	104173	1837	900	95
58-15_23	3747	388	83236	711	3797	426	4036	417	109377	1833	863	90
58-15_24	2930	391	73189	670	1921	412	3156	421	90670	1759	815	110
KR 36-6	Pbc	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbOc	\pm	ThO2*c	\pm	T	\pm
36-6_mo1.1*	3756	377	98998	731	2859	388	4046	406	123602	1706	767	78
36-6_mo1.2	3474	377	104608	750	2844	389	3742	406	129848	1710	677	74
36-6_mo1.3*	4122	380	115401	786	2505	393	4440	409	140889	1750	739	69
36-6_mo3.1	2787	373	86722	699	2390	389	3002	401	107753	1688	655	88
36-6_mo3.2	2346	364	77749	665	2665	382	2527	392	98544	1639	604	94
36-6_mo4.1	2571	365	82746	681	2451	385	2769	393	103441	1661	630	90
36-6_mo4.2	2643	375	89068	705	2444	388	2847	403	110591	1681	606	86
36-6_mo4a.1	1576	355	60662	595	2223	379	1697	382	77373	1589	517	117

KR 36-6	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
36-6_mo4a.2	2117	364	61742	601	1845	377	2280	392	77281	1605	693	120
36-6_mo4a.3	1741	359	60681	594	1893	377	1875	386	76191	1588	580	120
36-6_mo4a.4	2167	371	72555	648	2401	385	2334	399	91633	1646	600	103
36-6_mo4a.5	2404	371	85013	691	2406	386	2589	399	105812	1665	576	89
36-6_mo1.3*	4879	386	111738	775	2899	394	5255	415	138365	1764	888	71
36-6_mo1.5*	4254	389	105176	755	2745	391	4582	419	130245	1735	824	76
36-6_mo1.6*	3815	381	105270	756	2452	392	4109	410	129164	1731	746	75
36-6_mo1.7*	4181	382	85186	684	2191	383	4503	411	105490	1688	995	92
KR 36-3	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
36_3_k5.1	1927	361	49115	612	1499	391	2075	388	61640	1654	789	149
36_3_k5.2	4119	387	114575	872	1897	409	4437	416	137636	1853	756	72
36_3_k5.3	4169	392	114253	872	1671	411	4490	422	136412	1862	772	73
36_3_k5.4	4285	385	115738	874	1953	411	4615	414	139186	1863	777	70
36_3_k5.5	1857	357	44130	585	1976	395	2000	384	57812	1658	810	158
36_3_k5.6	3667	381	89898	782	2628	408	3950	410	112408	1805	823	87
36_3_k5.7	4095	391	113168	866	2070	414	4411	421	136697	1866	757	73
36_3_k5.8	2466	368	56554	639	1216	389	2656	396	69063	1673	899	136
36_3_k5.9	3533	380	106060	842	1911	406	3805	409	127965	1819	698	76
36_3_k5.10	2119	361	45128	590	2534	399	2282	388	61144	1682	873	151
36_3_k5.11	2479	369	70567	702	1347	394	2670	397	85444	1704	733	110
36_3_k5.12	2508	369	82938	754	1557	400	2701	397	100275	1742	633	94
36_3_k5.13	2013	363	55018	633	2181	395	2168	391	70926	1670	717	131
36_3_k6a.1	1657	356	30862	516	3339	397	1784	383	48019	1643	869	189
36_3_k6a.2	1713	353	29945	512	3068	396	1845	380	45996	1646	937	196
36_3_k6a.3	3256	376	72900	710	1836	401	3507	405	90071	1752	910	107
36_3_k6a.4	3015	378	72096	708	2090	400	3247	407	90095	1740	843	107
36_3_k4.1	6178	418	141431	960	3074	427	6655	450	172842	1982	900	62
36_3_k4.2	2691	369	55554	636	2991	402	2898	397	74806	1718	905	126
36_3_k4.3	4014	381	97176	806	1662	406	4323	410	116996	1817	864	83
36_3_k4.4	4576	389	102460	825	1776	407	4929	419	123488	1839	932	80
36_3_k4.5	2593	371	57474	644	1654	391	2793	399	71811	1684	909	132
36_3_k4.6	4391	385	99568	814	1481	402	4730	414	119050	1815	928	82
36_3_k2.1	6257	414	142425	967	3040	425	6740	445	173848	1981	906	61
36_3_k2.2	6141	407	143615	966	3016	432	6615	438	175087	2000	883	59
36_3_k2.3	2970	374	61515	666	3665	403	3199	402	84180	1734	888	113
36_3_k2.4	3595	376	63992	675	3857	408	3872	405	87922	1773	1026	109
36_3_k2.5	3265	381	63661	675	3198	406	3517	410	84899	1759	966	115
36_3_k2.6	3597	379	66664	687	3885	409	3874	408	91027	1778	992	106
36_3_k2.7	3150	377	65150	681	3930	410	3393	406	89342	1766	888	108
36_3_k2.8	3582	381	71651	706	2399	406	3858	410	90897	1777	990	107
36_3_k2.9	5995	409	143503	969	3051	426	6457	440	175074	1980	863	60
EG 7-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
Eg7_1_1a.1	3801	370	91184	749	2602	371	4094	398	113789	1665	842	83
Eg7_1_1a.2	3080	363	74318	685	1566	360	3317	391	90610	1595	856	102
Eg7_1_1a.3	2839	362	70320	669	1416	357	3058	389	85473	1574	837	108
Eg7_1_1a.4	3457	370	80043	707	2112	363	3723	398	99247	1619	877	95
Eg7_1_1b.1	3362	366	76946	696	1458	358	3621	394	93209	1599	908	100
Eg7_1_1b.2	3896	371	81590	713	4037	379	4196	399	108485	1679	904	87
Eg7_1_1b.3	3831	371	74984	686	1233	355	4126	399	90170	1601	1065	105
Eg7_1_1b.4	3555	367	71064	672	3930	369	3829	395	96127	1625	930	97
Eg7_1_1b.5	3788	366	76472	696	1297	360	4080	394	92100	1619	1032	102
Eg7_1_1b.6	3325	364	75033	687	1164	361	3581	392	89901	1607	930	103
Eg7_1_1b.7	3545	368	76526	695	1412	358	3818	396	92578	1605	962	102
Eg7_1_1b.8	3713	367	78049	699	1448	356	3999	395	94464	1603	987	99
Eg7_1_1b.9	3548	372	77261	696	1347	361	3821	400	93159	1615	957	102
Eg7_1_1a.5	3901	368	91823	753	2766	368	4202	396	115158	1659	854	82
Eg7_1_1a.6	2984	367	73910	684	1696	358	3214	395	90633	1585	830	103

EG 7-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
Eg7_1_1b.7	3545	368	76526	695	1412	358	3818	396	92578	1605	962	102
Eg7_1_1b.8	3713	367	78049	699	1448	356	3999	395	94464	1603	987	99
Eg7_1_1b.9	3548	372	77261	696	1347	361	3821	400	93159	1615	957	102
Eg7_1_1a.5	3901	368	91823	753	2766	368	4202	396	115158	1659	854	82
Eg7_1_1a.6	2984	367	73910	684	1696	358	3214	395	90633	1585	830	103
Eg7_1_1a.7	2816	360	73753	683	1703	358	3033	387	90457	1580	786	102
Eg7_1_1f.1	3489	366	81679	712	1632	361	3758	394	99256	1616	885	94
Eg7_1_1f.2	3639	367	81888	716	1559	361	3920	395	99231	1622	923	94
Eg7_1_1f.3	4198	371	80805	711	1838	363	4522	399	99169	1641	1061	95
R 16c	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
r16c_3b1	4510	373	83243	719	5889	386	4858	401	117661	1715	963	81
r16c_3b2	1961	351	34623	517	1892	360	2112	378	46823	1535	1050	192
r16c_6.1	3236	361	68192	660	2734	368	3485	388	88208	1614	923	104
r16c_6.2*	2618	351	69098	663	2914	363	2820	378	89761	1579	737	100
r16c_6.3	3341	362	67161	656	3000	366	3599	389	88097	1608	953	105
R16c_7.1	3654	360	78589	700	1837	360	3936	387	96574	1611	951	95
r16c_7.2	3351	359	75300	687	1883	361	3609	386	92982	1603	907	99
r16c_7.3	3462	360	75687	688	1759	362	3729	387	92960	1610	937	99
r16c_7.4	3549	368	78135	696	1753	361	3823	396	95720	1611	933	98
r16c_7.5	3128	363	60999	632	3098	364	3369	391	81479	1591	965	114
r16c_8.1	3608	368	70771	673	2878	368	3886	396	91763	1629	988	102
r16c_8.2	3598	368	79127	705	1807	364	3875	396	97058	1626	932	97
r16c_8.3	3339	364	59187	627	3611	371	3596	392	81494	1626	1028	114
r16c_8.4	2768	358	59612	624	3190	364	2981	385	80158	1577	870	114
r16c_8.5	3442	365	65998	653	3294	365	3707	393	87951	1607	983	106
r16c_5d.1	3771	366	76499	693	2008	363	4062	394	94893	1623	998	99
r16c_5d.2	3418	364	75346	687	2004	359	3681	392	93512	1597	919	99
r16c_5d.3	3174	368	75114	684	1932	359	3419	396	92931	1590	861	101
r16c_6.4*	2408	352	67926	656	2817	362	2593	379	88017	1568	692	102
r16c_6.5*	2811	352	67625	657	2678	365	3028	379	87248	1591	813	103
KR 65-4	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
65-4_1.2	3779	349	77435	621	2716	359	4070	375	98691	1567	962	90
65-4_1.3	7946	401	165704	920	6683	408	8559	431	214513	1899	932	47
65-4_1.4	3871	351	77307	628	2807	367	4169	378	98919	1600	983	91
65-4_5a.1	3933	352	83632	652	2626	368	4236	379	105371	1611	939	85
65-4_5a.2	4271	356	84188	650	2872	367	4600	383	107021	1614	1002	85
65-4_5g1	2210	331	81979	642	4110	372	2380	356	108713	1576	516	78
65-4_5g2	2262	331	81797	640	3736	371	2436	356	107124	1574	536	79
65-4_5g3	3555	348	75057	616	2311	359	3829	374	94395	1562	947	94
65-4_5g3a	3658	349	74993	618	2271	363	3940	375	94189	1580	976	94
65-4_5d1	2001	331	82440	644	3861	372	2155	356	108251	1573	470	78
65-4_5d2c	3880	357	83484	650	3322	369	4179	384	107871	1610	905	84
65-4_5f1	2120	337	83716	651	3110	371	2283	363	106924	1576	504	81
65-4_5f2	2050	339	81367	644	3705	377	2208	365	106467	1591	489	81
65-4_5f3	2035	327	83572	649	3744	367	2192	352	109105	1559	474	76
65-4_5f4	2164	334	84303	654	2907	370	2331	359	106840	1576	515	80
65-4_5f5	2344	333	82791	650	3279	367	2525	358	106558	1568	558	80
65-4_5f6	2272	334	83348	652	2865	370	2447	359	105623	1578	546	81
65-4_5f7	2351	333	82936	651	3040	368	2532	358	105828	1572	564	80
65-4_5f8	2302	336	84638	658	2938	371	2479	361	107363	1584	544	80
65-4_5f9c	1950	335	79996	636	2894	363	2100	360	101866	1540	487	84
65-4_5f10	2061	336	80154	639	2812	368	2220	361	101762	1561	514	84
65-4_5h1	2309	335	82874	650	3156	369	2487	360	106183	1574	552	80
65-4_5a3	4111	357	81142	644	2705	367	4428	384	102903	1611	1003	89
65-4_5a4	2192	335	82046	648	2793	370	2361	360	103861	1574	536	82
65-4_5a5	2178	339	81009	643	2562	366	2346	365	101819	1559	543	85
65-4_5a6	2049	337	82126	646	4406	376	2207	363	109937	1587	474	78

KR 65-4	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
65-4_5a7	2425	339	81965	645	4386	378	2612	365	109790	1602	560	79
65-4_5a8*	2667	345	81119	642	3638	369	2872	371	106093	1578	637	83
65-4_5a9	3920	357	81002	642	2646	365	4222	384	102477	1598	961	89
65-4_5a10	4002	355	82367	647	2715	366	4311	382	104301	1605	964	87
65-4_1.5	3805	351	79145	636	3037	369	4098	378	101863	1607	939	88
65-4.2a1	3241	350	67212	595	2864	365	3491	377	87604	1571	931	102
65-4.2a2	5966	381	109780	752	6533	401	6426	410	150438	1785	996	65
65-4.2a3*	2974	340	77509	635	3455	372	3203	366	101404	1595	741	86
65-4.2a4	1842	334	76770	630	4530	377	1984	359	104273	1580	449	82
65-4.2a5	2012	337	77451	637	3898	376	2167	363	102743	1585	498	84
65-4.2a6	5820	377	110053	753	6500	404	6269	406	150564	1793	971	64
65-4.2a7	5686	378	109524	750	6424	403	6125	407	149631	1786	955	64
65-4.2b1	4203	360	76810	635	5719	386	4527	387	109677	1668	963	84
65-4.2ca1	3369	353	75804	630	2279	366	3629	380	95080	1588	892	95
65-4.2cb1	3528	359	78271	640	3546	375	3800	386	102760	1621	865	89
65-4.2cc1	3801	354	77002	636	2364	368	4094	381	96846	1608	986	93
65-4.x.1	4428	371	93511	695	5258	394	4769	399	126740	1717	880	75
65-4.x.2	4160	359	78289	640	3206	376	4481	386	101642	1643	1027	90
65-4.x.3	3145	348	67067	597	2226	367	3387	374	84962	1579	931	104
Kr 65-7	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
65-7_1.1	3433	377	85519	698	2223	400	3698	406	105864	1732	818	91
65-7_1.2	3241	376	82312	686	1769	399	3491	405	100466	1722	814	96
65-7_1.3	1828	352	71291	643	1381	397	1969	379	86315	1663	538	104
65-7_1.4	1916	349	69911	638	1426	398	2063	375	84929	1667	572	105
65-7_1.5	3682	377	82849	688	2279	399	3966	406	103101	1732	899	93
65-7_1.6	3603	377	82269	686	1901	398	3881	406	100977	1728	898	95
65-7_1.7	1823	351	72262	647	1599	395	1963	378	88234	1656	525	102
65-7_1.8	1573	352	71896	646	1582	396	1694	379	87722	1652	456	103
65-7_2.1	2682	373	59594	597	4745	416	2889	401	86019	1735	787	111
65-7_2.2	3030	369	71833	647	4041	411	3263	397	97244	1740	786	97
65-7_2.3	3327	376	72243	649	2954	410	3583	405	93643	1751	894	103
65-7_3.1	4569	390	100832	755	2291	406	4921	420	123634	1796	929	81
65-7_3.2	3137	369	68139	633	2806	410	3379	397	88399	1743	893	107
65-7_3.3	3576	380	87709	706	2658	402	3852	409	110030	1743	820	88
KR 65-9 Mnz	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
65_9_1.m1	1861	375	52665	561	8604	409	2004	403	92218	1663	513	104
65_9_1.m2	1724	371	30106	460	13176	432	1857	399	83753	1705	523	113
65_9_1.m3	3307	388	100038	745	12577	448	3562	417	161068	1884	521	61
65_9_1.m4	3179	397	100005	745	12701	445	3424	427	161417	1872	500	63
65_9_5.m1	1093	366	7289	330	11894	422	1177	394	52980	1630	524	177
65_9_5.m2	1122	365	5577	319	12510	424	1208	393	53383	1635	533	175
65_9_5.	1920	380	8420	341	22718	482	2068	409	94866	1851	514	102
65_9_3.1	1652	375	3875	308	21039	474	1779	403	83329	1813	504	115
65_9_3.2	1433	372	3355	309	18909	465	1543	400	74659	1778	488	127
65_9_3.3	1619	379	3490	309	21538	476	1744	408	84649	1818	486	114
65_9_3.4	1898	376	3350	305	24396	491	2044	405	95339	1875	506	101
65_9_3.5	1500	371	3085	307	18230	459	1615	399	72028	1760	529	132
65_9_3.6	1857	377	3626	309	21550	474	2000	406	85275	1820	553	113
65_9_3.7	1513	376	3163	307	18805	463	1629	405	74216	1774	518	130
65_9	1394	345	35256	534	11880	433	1501	371	84388	1724	420	104
65_9_1_5	1847	357	42543	572	15149	459	1989	384	104979	1834	448	87
65_9_1_6	2259	360	69849	698	11044	439	2433	387	120809	1825	475	76
65_9_1_7	2581	359	64994	677	11799	444	2780	386	118381	1841	553	77
65_9_1_8	2533	360	81316	742	10000	435	2728	387	130009	1836	495	71
65_9_1_17	959	346	21472	458	10261	422	1033	372	62582	1653	390	141
65_9_1_18	1872	355	38388	552	13648	450	2016	382	94861	1801	501	96
65_9_1_19	1847	353	30497	513	14288	451	1989	380	88404	1793	530	102

KR 65-9 P	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
65_9_1_9	58941	754	28241	464	745320	2493	63492	812	2833445	9389	528	6
65_9_1_10	58379	751	26998	457	754742	2508	62887	809	2864975	9436	518	6
65_9_1_11	57533	747	26991	458	749587	2490	61976	804	2844735	9366	514	6
65_9_1_12	57081	741	26741	458	753229	2505	61489	798	2856783	9418	508	6
65_9_1_13	58059	750	11660	371	767039	2521	62542	807	2892124	9475	510	6
65_9_1_14	57639	747	29004	467	755279	2497	62090	804	2867722	9391	511	6
65_9_1_15	58347	750	26524	455	755457	2496	62852	807	2867121	9391	517	6
65_9_1_16	57578	744	28874	467	746986	2484	62024	801	2837549	9346	515	6
65_9_1.p1	59973	789	29272	420	772315	2601	64604	849	2934018	9785	519	6
65_9_1.p2	59969	788	29030	421	765699	2577	64600	848	2909796	9698	523	6
65_9_1.p3	59383	784	34099	443	761216	2570	63968	844	2898049	9670	520	6
65_9_5.p1	62611	803	17161	366	789963	2633	67446	865	2989320	9911	532	6
65_9_5.p2	60512	790	20288	380	785263	2624	65185	851	2971954	9867	517	6
KR 67-2	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
67_2_2.1	2652	368	103119	822	3376	413	2856	396	130015	1811	518	72
67_2_2.2	1340	347	26882	487	2013	384	1443	373	38373	1585	879	231
67_2_2.3	1512	351	27076	488	1836	383	1628	378	37984	1596	999	236
67_2_2.4	1465	346	26609	485	2021	383	1578	372	38151	1591	965	231
67_2_2.5	2593	370	59263	648	3049	399	2793	398	79172	1704	826	119
67_2_2.6a	2689	373	58644	645	2906	399	2896	401	77958	1707	869	122
67_2_2.7	2374	362	86117	758	3070	409	2557	389	109548	1765	550	84
67_2_2.8a	708	340	13573	406	976	378	762	366	19234	1539	925	449
67_2_2.9	2128	364	86395	757	3066	405	2292	392	109797	1745	493	85
67_2_2.10	2720	366	102712	822	3824	415	2930	394	131243	1818	526	71
67_2_2.11	1047	344	24519	472	1715	384	1127	370	34470	1566	767	255
67_2_2.11	2540	368	59508	648	2977	403	2736	396	79159	1716	809	119
67_2_2.13	2661	368	92632	783	3563	411	2866	396	118837	1787	568	79
67_2_2.14	2782	363	60279	652	2904	396	2996	391	79820	1702	878	116
67_2_2.15	2815	363	60259	653	3093	398	3032	391	80530	1709	880	115
67_2_2.16	1423	345	27304	490	1803	383	1532	371	38077	1590	939	231
67_2_2.17	2349	362	85281	752	3405	406	2530	389	109850	1751	543	84
67_2_2.18	1452	350	27758	489	1833	386	1564	377	38712	1601	943	231
67_2_2.19	651	340	13611	405	1507	377	701	366	21263	1517	773	407
67_2_2.20	570	337	12684	399	1222	377	614	363	19108	1512	754	449
67_2_2.21	2840	364	110438	845	3704	414	3059	392	139573	1828	517	67
67_2_2.22	1015	344	18271	435	1318	378	1093	370	25933	1556	983	338
67_2_2b.1	2389	362	101595	814	2938	412	2573	389	126603	1799	480	73
67_2_2b.2	874	343	18047	431	1130	381	941	369	24907	1553	883	351
67_2_2b.3	2507	362	101026	813	3139	414	2700	389	126729	1807	503	73
67_2_2b.4	791	344	17654	433	1193	382	852	370	24674	1549	809	355
67_2_4.1	2984	366	61275	658	2790	399	3214	394	80561	1721	932	116
67_2_4.2	2954	369	62163	660	2811	403	3182	397	81634	1734	911	115
67_2_4.3	2814	367	58690	646	2874	398	3031	395	77925	1709	909	120
67_2_4.4	1680	355	32526	520	2076	386	1809	382	45079	1613	937	201
67_2_4.5	1632	347	34400	529	2233	386	1758	373	47765	1607	861	185
67_2_4.6	2712	366	59104	647	941	387	2921	394	70919	1677	961	132
67_2_4.7	1672	350	34030	525	2111	389	1801	377	46899	1621	897	191
67_2_2b.5	1209	345	27609	490	1627	382	1302	371	37671	1571	809	234
67_2_2b.6	1379	348	27941	495	1811	385	1485	374	38806	1594	894	229
KR 67-3 alt	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
67_3_1.1	1755	359	80377	678	1665	397	1890	386	97683	1672	457	94
67_3_1.2	1864	355	76668	664	1477	397	2007	382	92783	1670	510	98
67_3_1.3	2060	355	73913	651	1526	392	2219	382	89864	1654	581	101
67_3_2.1	2332	354	88994	709	2719	400	2512	381	111486	1706	531	81
67_3_2.2	2162	357	80605	682	1892	399	2328	384	98845	1691	555	92
67_3_2.3	1809	351	79665	677	2062	399	1948	378	98362	1679	468	91
67_3_2.4	2081	358	83478	692	2156	403	2241	385	103081	1705	513	89

KR 67-3 alt	Pb	±	Th	±	U	±	PbO	±	ThO2*	±	T	±
67_3_3.2	1896	361	79835	679	1806	399	2042	388	97612	1683	494	94
67_3_3.3	1066	345	42655	526	2738	406	1148	371	58771	1631	461	150
67_3_3.4	741	338	23211	431	3290	403	798	364	38734	1587	486	223
67_3_3.5	1978	357	77278	669	1306	397	2130	384	92847	1676	541	98
67_3_4a.1	2009	361	84853	698	1534	399	2164	388	102305	1694	499	90
KR 67-3 Sep.	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
67_3_3.1*	1555	380	83724	767	1873	391	1675	409	102231	1696	388	95
67_3_3.2	2136	363	83942	758	2130	382	2300	391	103519	1675	524	90
67_3_3.3	2160	368	84985	753	1904	377	2326	396	103859	1656	528	90
67_3_3.4	2278	364	85637	755	1751	383	2453	392	104040	1679	556	89
67_3_3.5	2006	363	85148	753	1840	379	2160	391	103784	1659	491	89
67_3_2.1	2239	370	92659	784	1801	385	2411	398	112193	1698	507	84
67_3_2.2	2245	370	90602	779	2134	383	2418	398	111106	1689	513	85
67_3_2.3	2047	368	89578	773	1768	383	2205	396	108549	1683	479	87
67_3_1.1	2695	375	98576	809	2104	387	2903	403	120102	1726	569	80
67_3_1.2	2229	369	100226	815	1761	389	2401	397	120634	1726	470	78
67_3_1.3	2449	369	99532	814	2028	391	2638	397	120870	1736	515	78
67_3_1.4	2422	371	99936	815	2305	389	2609	399	122361	1729	503	77
67_3gr_1.1	2169	365	88491	766	1859	383	2336	393	107670	1682	512	87
67_3gr_1.2	1922	367	83179	747	1966	382	2070	395	102009	1664	479	92
67_3gr_1.3	2170	365	83827	751	1789	383	2337	393	102115	1675	539	91
67_3gr_2.1	2431	365	89415	770	2064	384	2618	393	109523	1692	563	85
67_3gr_2.2	2126	374	87581	764	1845	383	2290	402	106580	1680	507	89
67_3gr_2.3	2343	363	89981	773	2037	385	2523	391	110051	1695	540	84
67_3_1.1	2073	364	84303	753	2149	380	2233	392	103990	1664	507	89
67_3_1.2	2207	368	83664	751	1917	379	2377	396	102415	1663	547	92
67_3a1.1	2624	374	100701	819	2244	392	2826	402	123029	1745	541	77
67_3a3.1	1938	366	83368	748	2243	378	2087	394	103259	1652	477	91
67_3a3.2	1990	368	84422	750	1620	386	2143	396	102136	1680	495	92
67_3a3.3	1872	366	84728	753	1453	385	2016	394	101846	1676	467	92
67_3_4.1	2049	364	84229	752	1325	385	2207	392	100819	1680	516	92
67_3b3.1	2043	369	83292	747	1853	383	2200	397	101731	1670	510	93
KR 68-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
68-1_9.1	4735	396	90665	751	3648	417	5100	426	117438	1842	1012	86
68-1_9.2	6778	433	151425	966	2093	422	7301	466	180446	1975	944	61
68-1_9.3*	10524	471	252108	1293	3032	456	11336	507	298609	2298	887	40
68-1_9.3	4956	418	106251	811	1501	409	5338	450	126759	1843	982	84
68-1_9.5	10467	470	229884	1225	3105	452	11275	506	273678	2245	961	44
68-1_9.6	10423	474	237646	1249	3244	454	11227	510	283013	2264	926	43
68-1_9.7	3744	398	77220	700	2681	409	4033	428	98306	1780	957	103
68-1_3.1	2313	377	41493	538	3484	405	2491	406	60777	1691	956	159
68-1_3.2*	2505	386	51157	586	4313	413	2698	415	74839	1726	844	132
68-1_3.3	2588	385	46590	566	4313	406	2787	414	69771	1704	933	141
68-1_3.4	3165	386	54696	601	4117	412	3409	415	78345	1751	1014	126
68-1_3.5	2579	372	47350	567	2491	403	2778	400	63628	1704	1017	149
68-1_3.6	2754	381	50302	581	3856	407	2966	410	72250	1717	958	135
68-1_3.7	2613	381	47679	566	4024	406	2814	410	69897	1705	940	139
68-1_9.8	10805	471	231129	1224	2797	446	11639	507	273924	2230	991	44
68-1_9.9	5280	413	112413	828	1648	409	5687	444	134347	1854	987	78
68-1_9.10	3814	399	74943	685	3700	410	4108	429	99686	1777	962	102
Label	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
92_1_3b.1*	11947	487	261600	1228	10365	473	12869	524	337793	2303	890	37
92_1_3b.2*	4765	420	116811	799	2445	387	5132	452	142346	1747	844	75
92_1_3b.3	12073	485	249949	1196	4159	432	13005	522	300681	2169	1008	41
92_1_3b.4*	4362	411	116273	797	2196	388	4698	442	140730	1743	782	74
92_1_3b.5	5168	408	113864	791	2085	389	5567	439	137674	1760	944	76

KR 92-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
92_1_3b.6	12734	499	274532	1258	4876	445	13717	537	331388	2248	966	38
92_1_3b.7*	5680	423	145579	895	5389	414	6118	455	186303	1885	770	58
92_1_3b.8*	10993	481	291216	1302	6213	462	11841	518	355204	2310	781	34
92_1_3b.9*	5267	423	131904	852	4873	411	5673	455	168793	1851	788	64
92_1_3b.10	5389	421	104081	758	1904	384	5805	453	125921	1739	1073	85
92_1_3b.11	6018	433	131189	850	2976	401	6482	466	160849	1835	941	69
92_1_3b.12*	4639	419	144819	890	2886	402	4997	451	175756	1833	668	61
92_1_3b.13*	4970	415	144801	889	2841	397	5353	447	175606	1821	716	60
92_1_3b.14	11153	480	232920	1149	5157	438	12014	517	285161	2152	983	43
92_1_3b.15	4668	417	97885	737	2518	384	5028	449	121195	1715	968	88
92_1_5a.1	3957	404	73707	649	1861	376	4262	435	91199	1655	1087	113
92_1_5a.2*	2287	388	54380	573	1414	370	2463	417	67336	1570	856	147
92_1_5a.3	2905	398	64502	614	1228	374	3129	428	78168	1612	935	130
92_1_5a.4	3196	394	63534	609	1302	373	3442	424	77399	1618	1036	130
92_1_5a.5	2850	388	58170	588	1540	374	3070	417	72205	1606	991	137
92_1_5a.6	3787	401	76925	660	2159	378	4079	431	95962	1656	991	107
92_1_5a.7*	3349	398	78552	667	2876	385	3607	428	100469	1667	840	101
92_1_5a.8	4211	413	87993	705	3505	391	4536	444	113741	1718	931	93
92_1_5a.9	3760	407	80901	677	3059	387	4050	438	103917	1687	911	100
92_1_5a.10	4041	407	85011	693	3177	390	4353	438	109074	1708	932	95
92_1_5a.11	2435	384	50418	556	1524	368	2623	413	63308	1567	967	155
92_1_5a.12	2516	379	51335	559	1540	369	2710	408	64421	1574	981	150
92_1_5a.13	2749	380	52187	562	1220	369	2961	409	64181	1586	1074	151
92_1_1.1	4502	402	89966	711	1249	378	4849	433	107276	1690	1052	96
92_1_1.2	3691	404	85134	691	1248	378	3976	435	101714	1663	913	101
92_1_1.3	4098	406	89699	710	1350	378	4414	437	107325	1679	960	97
92_1_1.4	4202	411	87861	703	1407	377	4526	442	105475	1676	1000	99
92_1_1.5	4292	409	91669	717	1556	378	4623	440	110378	1685	977	95
92_1_1.6*	5235	415	98814	742	1371	382	5639	447	117852	1728	1112	90
92_1_1.7	4140	404	81010	677	1117	377	4459	435	96575	1671	1074	107
92_1_5b.1	5839	421	112668	789	4854	408	6289	453	147166	1829	996	73
92_1_5b.2	5407	417	104304	762	4659	405	5824	449	136880	1804	992	78
92_1_5b.3	5395	426	108609	776	4967	403	5811	458	142909	1799	949	76
92_1_3f.1*	5302	423	137069	867	1812	391	5711	455	162944	1799	821	66
92_1_3f.2*	7982	450	205031	1071	2873	417	8598	484	244364	2015	824	47
92_1_3f.3*	9998	465	322324	1382	5326	461	10770	500	386989	2353	654	30
92_1_3f.4*	10442	466	330935	1403	5091	460	11248	501	395916	2367	668	30
92_1_3f.5	5093	416	110220	779	2386	391	5486	448	134703	1761	951	79
92_1_3f.6	5116	422	115246	796	2280	390	5511	454	139986	1764	920	77
92_1_3f.7*	5944	433	139844	876	2340	397	6403	466	168186	1832	890	66
92_1_3f.8*	5809	421	142633	887	2596	398	6257	453	172316	1837	850	62
92_1_3f.9	6497	429	147349	902	2550	399	6998	462	177565	1858	921	62
92_1_3f.10*	11007	475	321072	1382	4834	455	11857	511	383804	2343	725	31
KR 93-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
93_1_1.1	4803	408	82955	768	6365	425	5173	439	119290	1878	1011	87
93_1_1.2	6507	430	117689	898	9281	444	7009	463	170063	2009	962	64
93_1_1.3	5047	419	82406	766	7637	428	5436	451	123677	1889	1024	87
93_1_1.4	4726	421	84835	778	6749	427	5090	453	122829	1885	967	87
93_1_1.5	4533	418	83667	773	7415	432	4883	450	123978	1893	920	86
93_1_1.6	5120	420	83665	774	7454	428	5515	452	124414	1895	1033	86
93_1_1.7	4766	416	82577	770	7411	429	5134	448	122859	1888	975	86
93_1_1.8	6735	432	114932	893	8891	446	7255	465	165587	2020	1021	67
93_1_1.10	6535	430	112735	885	8531	443	7039	463	161660	2005	1015	68
93_1_1.11	4913	415	85400	781	6157	418	5292	447	121271	1862	1017	87
93_1_3.1	5417	418	95703	821	5807	424	5835	450	131656	1906	1032	81
93_1_3.2	5377	418	90031	797	9395	438	5792	450	139067	1933	972	77
93_1_3.3	5544	423	101593	839	9235	444	5972	455	151444	1970	921	71
93_1_3.4	5514	424	101225	841	7557	434	5939	456	144607	1942	958	75

KR 93-1	Pbc	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbOc	\pm	ThO2*c	\pm	T	\pm
93_1_3.5	5784	431	102998	847	7343	437	6230	464	145884	1960	996	75
93_1_3.6	5211	415	87105	788	6987	428	5613	447	126500	1902	1034	84
93_1_3.7	5589	425	93582	812	8503	440	6020	457	139727	1953	1004	78
93_1_2.1	9489	462	157917	1032	14272	484	10221	497	235520	2228	1011	50
93_1_2.2	13306	497	225233	1237	22341	549	14333	535	343391	2562	974	37
93_1_2.3	11493	485	189366	1130	17877	512	12380	522	285402	2380	1011	43
93_1_2.4	12307	496	210339	1192	21155	535	13257	534	321733	2486	961	39
93_1_2.5	9009	459	156154	1028	14502	492	9704	494	234191	2246	967	50
93_1_2.6	6153	429	101920	843	7553	434	6628	462	145643	1956	1059	75
93_1_2.7	5757	421	102032	842	8441	437	6201	453	149002	1954	971	72
93_1_2.8	5476	424	97833	827	7416	432	5898	456	140254	1930	981	77
93_1_2.9	6782	440	123512	922	10009	455	7305	473	179484	2058	950	62
93_1_2.10	5914	434	107969	865	7884	437	6370	467	153579	1967	968	72
93_1_2.11	5362	420	93679	813	7254	430	5776	452	134937	1918	998	79
93_1_4b.1	9241	454	134754	956	17261	496	9954	489	221076	2230	1048	52
93_1_4b.2	5027	411	83234	771	8011	435	5415	442	126020	1913	1002	83
93_1_4b.3	4890	418	84983	777	7352	425	5267	450	125379	1879	980	85
93_1_4b.4	8734	460	133969	956	18958	511	9408	495	226333	2270	970	52
93_1_4b.5	9063	459	132813	952	18531	509	9762	494	223652	2268	1017	52
93_1_5.1	6809	440	122057	916	8742	450	7334	473	173015	2043	988	65
93_1_5.2	6014	433	107170	863	7788	436	6478	466	152359	1966	991	72
93_1_5.3	5622	426	87906	789	9660	445	6056	458	137854	1960	1024	79
OK 66-1	Pbc	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbOc	\pm	ThO2*c	\pm	T	\pm
ok66_2_3.2	4205	408	79900	758	3361	403	4529	439	104068	1797	1014	100
ok66_1_3.3	3933	406	75376	739	3388	398	4236	437	99006	1768	997	105
ok66_1_3.4	4780	415	93380	809	4494	413	5149	447	123772	1854	970	86
ok66_1_3.5	3151	398	54178	652	4309	407	3394	428	78498	1761	1008	129
ok66_1_3.6	4766	412	71679	726	6644	423	5134	443	107776	1865	1108	98
ok66_1_3.7	4383	410	73144	733	7028	424	4721	441	110680	1857	994	95
ok66_1_3.8	4882	412	88556	791	5020	415	5259	443	120413	1857	1018	87
ok66_1_3.9	4739	412	83975	773	5728	418	5104	443	117955	1857	1009	89
ok66_1_3.10	4189	410	72564	730	6783	426	4512	441	108996	1858	966	96
ok66_1_3.11	4397	405	72399	731	6125	420	4736	436	106394	1846	1037	97
ok66_1_2.1	5008	419	97075	827	3021	402	5394	451	122295	1834	1028	87
ok66_1_2.2	5168	420	104173	854	3348	411	5567	452	131605	1876	986	81
ok66_1_2.3	5494	425	117538	903	2215	405	5918	457	142379	1883	970	76
ok66_1_2.4	4846	416	97370	828	3503	412	5220	448	124459	1863	978	85
ok66_1_1.1	5713	426	116778	899	2334	406	6154	458	142010	1889	1010	76
ok66_1_1.2	5122	422	100440	839	3829	413	5517	454	129246	1875	995	83
ok66_1_1.3	6407	430	132166	954	2117	406	6901	463	158674	1924	1014	69
ok66_1_1.4	5159	424	100296	838	4713	416	5557	456	132508	1882	978	82
KR 86-2	Pbc	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbOc	\pm	ThO2*c	\pm	T	\pm
86_2_3c.1	6559	438	96588	827	15903	485	7065	471	171836	2117	959	65
86_2_3c.2	6221	436	117065	902	8320	443	6701	469	165563	2011	945	67
86_2_3c.3	5795	433	105838	864	6940	433	6242	466	147520	1965	987	75
86_2_3c.4	5659	432	105453	864	7384	434	6096	465	148740	1964	956	74
86_2_3c.5	6790	435	121235	918	6558	431	7314	468	163670	1993	1041	68
86_2_3c.6	5920	431	96845	829	10641	454	6377	464	151710	2016	980	72
86_2_3c.7	5744	432	115923	902	4738	420	6187	465	150358	1937	960	73
86_2_3c.8	5816	431	115338	898	4226	419	6265	464	147740	1935	989	74
86_2_3c.9	7162	443	123872	929	10037	457	7715	477	180167	2082	998	63
86_2_1a.1	6528	436	123747	926	6346	432	7032	469	165587	1993	990	67
86_2_1a.2	4760	421	78744	757	8069	436	5127	453	121099	1918	987	89
86_2_1a.3	5461	429	102462	851	6999	431	5882	462	143833	1946	954	76
86_2_3a.1	5975	433	115805	897	5500	426	6436	466	153227	1956	980	72
86_2_3a.2	5809	430	103528	854	7417	436	6257	463	146771	1970	994	75
86_2_3a.3	6407	433	82799	773	14760	476	6901	466	152182	2074	1056	72

KR 86-2	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
86_2_3a.4	5917	433	121343	919	4536	424	6373	466	155732	1959	955	71
86_2_3a.5	6784	442	99126	834	15693	484	7307	476	174013	2120	979	65
86_2_2a.1	6667	441	116802	904	8598	444	7181	475	166521	2026	1005	68
86_2_2a.2	4954	426	89161	802	6523	427	5336	458	126902	1909	981	86
86_2_2a.3	6248	435	121229	919	4391	420	6730	468	155120	1954	1011	71
86_2_2a.4	6785	446	116267	902	9382	450	7308	480	168986	2046	1008	67
86_2_2a.5	6239	433	117307	906	5646	427	6720	466	155559	1969	1007	71
KR 87-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
87_1_4.1	4877	413	102675	843	2079	400	5253	444	124944	1832	981	84
87_1_4.2	4849	415	103114	845	1971	397	5223	447	125018	1822	975	85
87_1_4.3	1245	377	12205	418	3929	391	1341	406	29331	1623	1064	328
87_1_4.4*	1387	371	6816	378	5747	402	1494	399	30500	1664	1138	310
87_1_4.5	3098	390	58594	664	3084	391	3337	420	78712	1704	989	127
87_1_4.6	2611	390	55526	649	2476	391	2812	420	72777	1686	903	137
87_1_4.7	4028	407	101910	842	2342	398	4339	438	124970	1806	813	83
87_1_4.8	3073	396	76431	737	1634	390	3310	426	93263	1721	831	108
87_1_4.9	3313	404	84106	770	1942	394	3568	435	103170	1750	810	100
87_1_4.10	3656	400	85536	775	2139	390	3938	430	105598	1747	872	97
87_1_4.11	3086	396	82969	765	2210	392	3324	426	102870	1735	758	98
87_1_4.12	3259	392	80360	754	2880	394	3510	422	102506	1740	802	98
87_1_4.13	3368	400	65908	699	3723	403	3628	430	89476	1759	946	114
87_1_4.14	3464	396	66078	702	3783	397	3731	426	89931	1742	968	112
87_1_4.15	3680	404	86266	778	1863	394	3964	435	105366	1762	880	98
87_1_4.16	4603	411	99767	833	2244	397	4958	442	122253	1812	947	86
87_1_1.1	3458	396	61938	684	3200	395	3725	426	83032	1735	1045	122
87_1_1.2	3302	395	62771	687	3157	400	3557	425	83752	1747	990	120
87_1_1.3	3459	399	63318	689	3363	396	3726	429	85212	1738	1019	120
87_1_1.4	3693	402	55440	654	6675	417	3978	433	89257	1801	1038	115
87_1_1.5	3406	398	54172	648	6682	415	3669	428	87699	1783	976	116
87_1_1.6	2980	391	54646	649	2767	393	3210	421	73017	1708	1024	137
87_1_1.7	3114	396	62023	679	1873	392	3354	426	77897	1717	1004	130
87_1_1.8	3697	394	65025	692	1625	387	3982	424	80427	1724	1150	125
87_1_3.1	4331	411	91148	798	1593	393	4665	442	109936	1783	989	95
87_1_3.2	3837	408	87772	787	1560	390	4133	439	105925	1758	912	98
87_1_3.3	3059	394	65614	696	2015	390	3295	424	82489	1710	933	122
87_1_3.4	3031	400	55047	650	5074	410	3265	430	82339	1757	926	124
87_1_3.5	3390	400	54370	648	6016	413	3651	430	85371	1776	997	120
87_1_3.6	3699	403	60052	675	4733	405	3984	434	86937	1769	1067	119
87_1_5.1	4436	414	90807	809	2332	403	4778	445	112434	1823	991	94
87_1_5.2	2328	385	59121	663	1533	379	2507	414	73163	1640	803	134
87_1_5.3	3441	405	76909	745	2136	393	3706	436	95792	1744	904	108
87_1_5.4	3135	400	61170	677	3677	401	3377	430	83898	1740	940	122
87_1_5.5	2790	395	53266	642	3807	398	3005	425	75398	1711	931	134
87_1_5.6	4898	421	104782	854	2546	402	5276	453	129140	1842	953	83
KR 84-2	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
84-2_4.2	2485	356	57360	579	4278	376	2676	383	81659	1584	768	111
84-2_4.3	3138	360	82325	682	1975	374	3380	387	101253	1631	782	91
84-2_4.4	2573	358	74638	654	3196	382	2771	385	97077	1631	671	94
84-2_4.5	2767	359	69524	634	3074	381	2980	386	90888	1628	769	101
84-2_2.1	3378	366	66339	624	3216	382	3638	394	88014	1649	964	106
84-2_2.2	3354	368	67763	629	3659	382	3613	396	91311	1647	924	103
84-2_2.3	3554	369	67080	628	3529	380	3828	397	90108	1647	991	105
84-2_2.4	3509	368	66303	623	3361	382	3779	396	88574	1652	995	106
84-2_1.1	3589	366	67375	629	3477	384	3866	394	90250	1662	999	104
84-2_1.2	2776	358	71416	641	2714	380	2990	385	91659	1628	765	100
84-2_1.3	3417	366	69142	633	2447	379	3680	394	88216	1644	973	106
84-2_6.1	3644	372	71339	642	4388	389	3925	400	98223	1679	933	97

KR 84-2	Pbc	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbOc	\pm	ThO2*c	\pm	T	\pm
84-2_6.1	2415	362	67915	628	2594	381	2601	389	87163	1618	701	106
84-2_6.3	3496	372	68524	630	4163	386	3765	400	94147	1662	934	101
84-2_6.4	2545	361	71824	642	3231	380	2741	388	94022	1620	685	98
KR 80-1	Pbc	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbOc	\pm	ThO2*c	\pm	T	\pm
80-1_2.1	3322	390	88248	740	3961	414	3578	420	115540	1791	727	86
80-1_2.2	3634	395	102078	793	3961	423	3914	425	131245	1847	700	77
80-1_2.3	3533	395	98220	782	3346	422	3805	425	124529	1840	717	81
80-1_2.4	2526	384	83671	724	2829	413	2721	413	105904	1765	605	93
80-1_2.5*	2479	386	89482	750	3807	418	2670	415	116142	1789	542	85
80-1_2.6	3168	386	88102	744	3935	418	3412	415	115237	1803	695	85
80-1_2.7	2967	390	88610	746	3887	421	3196	420	115577	1809	650	86
80-1_5.1*	6225	426	152298	979	7227	458	6705	458	201018	2080	782	54
80-1_5.2*	3363	391	88880	746	4111	423	3622	421	116833	1825	727	85
80-1_5.3*	6664	435	162745	1015	7287	469	7178	468	213153	2139	789	52
80-1_5.4*	8960	456	200382	1142	7276	480	9651	491	256156	2266	881	45
80-1_5.5*	3766	398	91113	755	4441	425	4056	428	120719	1843	787	84
80-1_5.6*	3348	394	87821	742	4860	423	3606	424	118468	1821	715	85
80-1_5.7*	8804	458	199872	1137	7893	479	9483	493	257907	2257	860	45
80_1k1.1	2927	364	85067	755	3380	405	3153	392	109649	1763	676	85
80_1k1a.1	2632	369	80309	736	3123	406	2835	397	103229	1753	646	91
80_1k1a.2	3097	370	83392	749	2981	408	3336	398	106282	1777	736	89
80_1k1b.1	2686	367	82463	745	3421	406	2893	395	106800	1757	637	88
80_1k1c.1	2860	368	82044	743	2982	406	3080	396	104710	1762	691	90
80_1k1d.1	2636	364	81966	742	3047	405	2839	392	104817	1752	637	89
80_1k1.2	3657	376	114276	864	4151	422	3939	405	145766	1877	636	66
80_1k1.3	3412	379	113407	862	4775	425	3675	408	147074	1881	588	66
80_1k1.4	3169	368	87542	763	3527	410	3413	396	113060	1788	709	83
KR 39-1	Pbc	\pm	Th	\pm	U	\pm	PbOc	\pm	ThO2*c	\pm	T	\pm
39-1_1.1	5235	400	165459	959	2187	420	5639	430	196591	1934	674	52
39-1_1.2	6289	415	190242	1034	2781	422	6774	447	227072	1992	700	47
39-1_1.3	4022	382	136083	868	2696	410	4332	411	165052	1839	618	59
39-1_1.4	4986	395	152372	919	2479	412	5371	425	182821	1885	690	55
39-1_1.5	4765	395	137680	874	2840	414	5132	425	167503	1867	719	60
39-1_1.6	6286	411	187974	1025	2680	422	6771	442	224114	1987	709	47
39-1_2.1	5534	402	181821	1007	2587	425	5961	433	216709	1978	647	47
39-1_2.2	5696	400	180865	1006	2695	422	6135	430	216047	1970	667	47
39-1_2.3	5476	404	181986	1008	2712	425	5898	435	217363	1978	638	47
39-1_2.4	4507	391	150080	913	2553	414	4855	421	180450	1882	633	55
39-1_2.5	5165	399	162534	952	2697	418	5563	429	195198	1923	670	52
39-1_2.6	5320	402	161955	951	2853	420	5730	433	195150	1931	690	52
39-1_2.7	5369	392	166001	962	2616	418	5783	422	198846	1931	683	50
39-1_2.8	6135	416	175838	991	2867	423	6608	448	211040	1971	735	50
39-1_2.9	5686	401	176580	992	2941	420	6125	431	212116	1956	678	48
39-1_2.10	5102	395	155852	931	2528	412	5496	425	186968	1893	690	54
39-1_2.11	4718	396	156712	933	2518	414	5082	426	187867	1894	636	54
39-1_2.12	4741	396	160169	944	2177	416	5107	426	190504	1907	631	53
39-1_2.13	5557	403	176086	992	2823	423	5986	434	211094	1964	666	49
391_k2.14	5293	422	163178	1099	2878	440	5701	454	196628	2089	681	55
391_k2.15	5933	430	180342	1157	2949	444	6391	463	216441	2143	693	51
391_k2.16	4937	413	154662	1072	2224	439	5318	444	184448	2068	677	57
39-1_3.1	3478	381	117227	805	2360	406	3746	410	142325	1789	619	68
39-1_3.2	5035	400	172633	981	2799	423	5423	430	207031	1951	616	49
39-1_3.3	3263	378	115544	800	2713	404	3514	407	141717	1776	584	68
39-1_3.4	5050	399	167278	966	2530	421	5439	429	199938	1938	640	51
39-1_3.5	5074	399	176383	992	2739	422	5465	429	211065	1955	609	48
39-1_4.1	5207	407	172414	983	2524	421	5609	438	205761	1949	641	50
39-1_4.2	3911	386	116880	805	2681	409	4213	415	143204	1807	691	69

KR 39-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
39-1_4.3	3682	384	120010	817	3055	410	3966	413	148132	1810	630	66
391_k4.4	4565	414	149474	1054	2408	435	4917	445	179220	2040	645	59
391_k4.5	4775	412	151030	1058	2362	436	5143	443	180833	2048	668	58
391_k4.7	5195	417	163102	1099	2591	441	5596	449	195444	2091	673	54
391_k4.8	5836	425	180088	1155	2966	444	6286	457	216207	2140	683	50
391_k4.9	5671	430	178610	1149	2777	444	6108	463	213796	2135	671	51
391_k4.10	3895	407	126414	972	3710	439	4195	438	157895	1997	625	66
391_k4.11	4547	416	146343	1042	2551	435	4898	448	176206	2033	653	60
391_k4.12	4528	407	146727	1043	3181	435	4877	438	179022	2032	641	58
160200-3	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
16203_1.2	2638	364	102680	827	1977	403	2841	392	124275	1784	539	75
16203_1.3	2200	369	100380	818	2108	405	2369	397	122101	1777	458	77
16203_1.4	2372	369	102515	826	1678	406	2555	397	122939	1788	490	77
16203_1.5	2552	368	103804	831	1743	406	2749	396	124664	1794	520	75
16203_1.6	2385	373	109667	853	1830	411	2569	401	131631	1817	461	72
16203_1.10	2066	370	95756	801	1916	401	2225	398	116118	1753	453	81
16203_1.11	2391	367	96309	804	1618	403	2575	395	115668	1769	525	81
16203_1.12	3066	376	124010	903	1836	416	3302	405	148009	1870	526	65
16203_1.14	2346	359	97124	809	1628	404	2527	386	116627	1774	511	78
16203_1.15	2274	361	95269	800	1540	400	2449	388	114183	1755	506	81
16203_1.26	3101	379	119940	892	1924	417	3340	408	143721	1869	548	67
16203_1.27	2162	374	71430	709	1116	398	2328	402	85511	1711	640	112
16203_1.28	4061	387	121201	899	1945	411	4374	416	145329	1871	707	68
16203_1.1	3977	383	119241	887	1747	412	4284	412	142344	1867	707	69
16203_1.7	3885	393	123248	903	1796	411	4185	423	147069	1870	669	68
16203_1.8a	3772	386	119630	888	1899	412	4063	415	143342	1863	666	69
16203_1.9	4459	394	132712	933	2019	418	4803	424	158712	1915	710	63
16203_1.13	4295	388	131994	931	2740	422	4626	417	160615	1923	677	61
16203_1.16	4436	394	132772	935	1917	419	4778	424	158390	1919	708	63
16203_1.17	4650	398	133957	937	2317	414	5009	428	161278	1907	729	63
16203_1.18	4191	390	130919	927	2791	419	4514	420	159576	1910	665	62
16203_1.19	3017	378	96499	805	2297	404	3249	407	118518	1785	645	81
16203_1.20	3917	398	125460	914	1908	414	4219	428	150007	1885	661	68
16203_1.21	4307	398	119871	900	1747	419	4639	428	143090	1903	760	71
16203_1.22	4051	399	119786	902	1899	417	4363	429	143547	1893	713	71
16203_1.23	3897	391	127347	920	1909	416	4197	421	152151	1894	649	66
16203_1.24	2347	372	74854	724	1459	399	2528	400	90714	1724	655	105
16203_1.25	3353	386	96727	811	2079	410	3611	415	117998	1816	718	83
CH 14-2	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
14_2_1.1	10521	457	292227	1404	5405	473	11333	492	353206	2414	752	33
14_2_1.2	10505	457	293246	1412	5432	480	11316	492	354462	2440	749	33
14_2_1.3	6401	415	202104	1156	3769	446	6895	447	244291	2145	663	43
14_2_1.4	3011	376	98667	820	2204	416	3243	405	120624	1832	632	80
14_2_1.6	3296	376	91751	792	2346	409	3550	405	113367	1804	735	85
14_2_1.7	8230	435	244671	1274	4830	456	8865	468	296815	2263	701	37
14_2_1.8	6722	419	205986	1166	3669	444	7241	451	248353	2148	685	43
14_2_1.9	10362	453	296082	1414	5099	482	11162	487	356393	2445	735	32
14_2_1.10	2264	365	67828	694	2281	402	2438	393	85848	1720	667	109
14_2_2.1	8564	437	239689	1264	4812	460	9225	470	291140	2272	743	38
14_2_2.2a	3474	384	108332	853	1916	411	3742	413	130555	1839	673	75
14_2_2.3	4660	393	126855	917	2724	421	5019	423	154778	1920	760	65
14_2_2.4	2997	379	88600	780	1967	407	3228	408	108312	1787	700	89
14_2_2.5	4333	394	125180	911	2581	419	4667	424	152291	1905	719	66
14_2_2.6	4438	394	133592	942	2715	419	4780	424	162350	1922	691	62
14_2_2.7	6679	419	184942	1105	3386	435	7194	451	223405	2086	755	48
14_2_2.8	10765	455	305366	1437	5778	486	11596	490	369555	2474	736	31
14_2_2.9	9010	444	245240	1276	4719	461	9705	478	297134	2286	766	38

CH 14-2	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
14_2_2.10	9363	442	253961	1300	5009	464	10086	476	308172	2313	767	36
14_2_3.1	1580	361	49587	612	1591	394	1702	388	62457	1648	641	147
14_2_3.2	1984	358	50128	615	1823	389	2137	385	64032	1648	782	143
14_2_3.3	1601	361	48821	610	1670	396	1724	388	61892	1656	655	149
14_2_3.6	1687	361	50348	617	1645	391	1817	388	63543	1644	672	145
14_2_3.7	1470	357	42558	580	1438	391	1583	384	53900	1628	690	169
160200-13	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
gn13_5.1	6089	411	162834	1035	4309	440	6559	442	201789	2056	762	52
gn13_5.2	5748	409	164764	1042	4756	438	6191	440	205614	2048	707	51
gn13_5.3	4343	388	115005	874	3331	424	4678	417	143621	1904	764	69
gn13_5.4	4043	387	112660	867	3430	421	4355	416	141287	1886	723	70
gn13_5.5	3101	379	94236	799	2827	412	3340	408	117971	1810	665	82
gn13_5.6	3201	377	95024	801	3094	413	3448	406	119892	1816	676	80
gn13_4.1	8634	439	238064	1256	6294	472	9300	472	294951	2302	740	38
gn13_4.2	9142	437	238864	1261	6236	469	9848	470	295718	2301	780	37
gn13_4.3	9412	440	333912	1508	9432	500	10138	473	415532	2550	575	27
gn13_4.4	5124	391	174154	1069	4783	442	5519	421	216246	2066	601	46
gn13_4.5	3263	380	112438	866	3520	416	3514	409	141230	1854	586	69
gn13_4.6	3507	379	114515	875	3255	420	3777	408	142630	1876	623	68
gn13_4.7	4772	398	149903	995	4239	432	5140	428	186656	1992	647	54
DQ-1b	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
dq1b1.1	3215	373	92484	721	2449	399	3463	401	114575	1728	710	83
dq1b1.2	3630	375	92469	721	2493	398	3910	403	114795	1735	798	83
dq1b1.3	3073	375	92306	719	2563	397	3310	403	114782	1717	678	83
dq1b1.4	3506	373	92416	720	2646	400	3776	401	115297	1738	768	82
dq1b1.5	3204	375	95592	733	2447	399	3451	403	118086	1732	686	81
dq1b1.6	3569	379	95330	730	2614	401	3844	408	118485	1746	761	82
dq1b1.7	2879	368	94539	729	2302	400	3101	396	116294	1727	627	81
dq1b1.8	3013	372	90286	715	2739	397	3245	400	113149	1715	674	84
dq1b1.9	3472	380	94533	730	2615	399	3740	409	117569	1737	746	83
dq1b1.10	2849	369	86428	700	2708	396	3069	397	108633	1702	664	87
dq1b1.11	3030	372	87887	707	2349	397	3263	400	108958	1713	703	87
dq1b1.12	3131	377	91302	717	2594	398	3372	406	113771	1721	696	85
Dq1b-2.1	2377	366	62264	607	2771	388	2560	394	81439	1636	737	115
dq1b-2.2	2791	365	62867	608	2969	388	3006	393	82987	1649	848	112
dq1b-2.3	2600	368	62597	608	2628	389	2800	396	81329	1647	806	116
dq1b-2.4	3013	376	86210	696	2464	388	3245	405	107492	1678	709	89
dq1b-2.5	3471	378	100847	750	2085	397	3739	407	122707	1738	715	79
dq1b-2.6	2891	371	73894	650	3850	395	3114	399	98799	1681	739	96
dq1b-2.7	3186	370	75101	654	3493	394	3432	398	98889	1688	813	96
Dq1-2.8	2487	361	78080	666	2899	389	2679	388	99829	1657	631	92
dq1b-2.9	3940	385	107556	773	2177	393	4244	414	130724	1743	761	75
dq1b-2.10	2811	369	67852	628	3774	394	3028	397	91674	1671	774	103
dq1b-2.11	2967	374	76429	662	3821	397	3196	402	101570	1694	738	94
dq1b-2.12	3115	371	79156	671	4081	399	3355	399	105676	1706	745	90
dq1b-2.13	3195	373	76662	661	3837	398	3441	401	101961	1703	791	93
dq1b-3.1	3127	370	86243	698	2688	392	3368	398	108400	1695	729	87
dq1b-3.2	5350	401	143469	891	2644	405	5763	431	173393	1855	779	59
dq1b-3.3	5108	404	153190	921	2822	410	5502	435	185065	1881	698	56
dq1b-3.4	3614	374	95534	732	3974	403	3893	402	123893	1751	737	77
dq1b-3.6	3353	381	95304	729	2439	397	3611	410	117753	1727	720	83
dq1b-3.7	4481	386	118388	810	2572	396	4827	415	144579	1777	782	68
dq1b-3.8	5764	400	153524	925	2638	413	6209	430	184818	1902	787	55
dq1b-4.1	3556	380	93524	724	2722	391	3830	409	116849	1710	768	83
dq1b-4.2	5764	400	153728	924	2651	411	6209	430	185099	1895	786	55
dq1b-4.3	3892	378	97476	738	3471	398	4192	407	124241	1743	791	78
dq1b-4.4	3653	377	99524	745	3247	399	3935	406	125654	1744	735	77

DQ-1b	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
dq1b-4.5	5393	399	151819	918	2574	410	5809	429	182599	1884	746	56
dq1b-4.6	3327	376	96542	735	2570	399	3583	405	119648	1735	703	80
dq1b-4.6a	3530	379	95240	731	2818	394	3802	408	119152	1721	748	81
dq1b-4.2a	5727	399	154398	926	3122	407	6169	429	187653	1882	771	54
dq1b-4.3a	3811	382	98876	742	3646	396	4105	411	126471	1735	761	77
Dq1b-5.1	3295	372	84139	690	2422	389	3549	400	105038	1687	792	90
Dq1b-5.2	4928	394	135663	866	2655	402	5308	424	164533	1827	757	61
Dq1b-5.3	3360	376	99189	744	3212	400	3619	405	125084	1741	680	77
dq1b_6.1	3568	377	93510	724	2713	397	3843	406	116801	1730	771	82
dq1b_6.6	5393	394	145796	898	2450	409	5809	424	175294	1872	777	57
dq1b_6.3	3661	377	102594	754	2990	403	3943	406	128153	1761	722	75
dq1b_6.4	3513	378	96097	732	2954	401	3784	407	120636	1744	736	80
Dq1b_7.1	3635	368	94915	726	3383	406	3915	396	120954	1760	759	78
Dq1b_7.2	3078	372	88199	702	2578	396	3315	400	110188	1708	706	86
dq1b-5.5*	2688	364	99382	745	3047	396	2895	392	124554	1715	548	75
dq1b-5.9*	2612	371	99927	746	3140	400	2813	399	125506	1726	528	75
DQ2	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
dq2-1.1	4517	386	81186	680	6602	425	4865	415	118093	1827	961	83
dq2-1.2	5328	398	115985	803	4213	414	5739	428	148306	1846	904	68
dq2-1.3	6072	406	125404	835	3085	411	6540	437	154737	1864	986	67
dq2-1.4	4455	386	84067	691	7235	429	4799	415	123703	1840	906	80
dq2-1.5	5583	401	114226	798	3043	407	6014	431	141857	1830	989	72
dq2-2.1	1940	354	22589	424	3722	389	2089	381	40509	1621	1196	223
Dq2-2.3	1477	359	21097	415	3492	386	1591	386	37635	1579	986	243
dq2-2.4	1638	359	23026	426	3611	388	1764	386	40337	1595	1019	227
dq2-2.7	1547	357	21139	417	3523	389	1666	384	37852	1596	1025	240
dq2-3.1	3958	378	83035	685	3860	405	4263	407	109451	1753	910	88
dq2-3.2	3728	378	74712	656	5029	409	4015	407	104492	1751	898	92
dq2-3.4	3602	384	79721	672	3665	403	3880	413	104870	1734	865	93
dq2-4.1	2241	360	36051	490	3987	394	2414	387	56594	1637	994	162
dq2-4.2	1335	354	16816	391	3824	390	1438	381	34059	1586	985	265
dq2-4.3	1091	353	9124	344	4483	389	1175	380	27879	1568	983	322
dq2-2.5	1891	357	45305	533	4116	395	2037	384	67247	1624	711	136
dq2-2.6	2470	359	62347	604	3910	399	2660	386	85874	1671	727	107
dq2-2.2	2075	360	54293	571	4131	402	2235	387	77488	1661	678	119
dq2-3.3	3374	370	73620	655	4895	407	3634	398	102620	1735	829	92
KR 40-2	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
kr40_2.1	2060	369	31780	480	4286	396	2219	397	52880	1639	979	178
kr40_2.2	1727	358	28911	460	2922	386	1860	385	44295	1594	979	206
kr40_2.3	1973	358	30973	466	4752	399	2125	385	53693	1637	924	170
kr40_2.4	1953	358	30991	466	4894	397	2103	385	54235	1628	906	168
kr40_2.5	2481	368	43085	533	3617	392	2672	396	63143	1646	987	149
kr40_2.6	1609	360	26783	448	2537	386	1733	387	40390	1592	1000	227
kr40_1.1	2380	370	35447	496	5040	404	2563	398	60023	1676	996	157
kr40_1.2	2439	368	41996	531	4912	401	2627	396	66846	1669	918	140
kr40_1.3	2685	370	40246	522	5712	407	2892	398	68097	1697	990	139
kr40_1.4	2500	365	39428	518	4994	407	2693	393	64339	1693	976	145
An 3-2	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
an32_2.1	3946	390	73088	701	4577	389	4252	420	101025	1714	981	99
an32_2.2	5272	406	76956	717	4269	389	5681	437	104648	1757	1257	99
an32_2.3	3854	388	77868	719	3030	383	4153	417	100410	1702	965	99
an32_2.4	6180	412	65345	672	11419	430	6659	443	120198	1886	1283	87
an32_3.1*	7341	422	58241	636	15022	444	7911	454	127451	1946	1432	85
an32_3.2	5285	412	46778	586	12386	429	5695	443	103014	1845	1281	102
an32_3.3	5196	404	43897	573	11640	426	5599	435	97017	1837	1336	107
an32_6.1	5028	403	62778	659	7093	401	5418	434	99843	1771	1257	103

An 3-2	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
an32_6.2	3218	374	63768	662	3070	378	3468	402	84522	1653	957	113
an32_6.3	5081	400	63539	662	7486	403	5475	430	102238	1777	1241	100
an32_6.4	5258	403	63586	664	6995	402	5666	434	100498	1783	1305	103
an32_6.5	4762	395	59754	646	6111	396	5131	425	92529	1750	1284	109
an32_7.1	4804	403	81787	735	1946	376	5177	434	100803	1713	1191	102
an32_7.2	4933	394	61808	656	5338	393	5316	424	91866	1751	1337	110
an32_7.3	3807	390	56281	629	4733	383	4102	420	82805	1677	1151	120
an32_7.4	4049	390	56842	633	4515	383	4363	420	82699	1689	1223	121
an32_7.5	3751	388	55851	628	4418	381	4042	417	81078	1671	1157	122
an32_7.6	4112	398	85415	749	3586	381	4431	428	111127	1708	931	91
an32_7.7	4171	396	60470	649	5079	390	4495	426	88982	1715	1172	114
an32_7.8	5607	411	68421	684	7991	411	6042	442	109909	1821	1273	95
an32_7.9	4218	390	55143	625	5233	386	4545	420	83702	1700	1258	119
an32_1.1	3515	382	56023	628	5156	388	3788	411	83997	1682	1050	116
an32_1.2	3470	383	55837	627	5511	394	3739	412	85130	1700	1023	115
an32_5.1	5435	411	58411	643	9517	417	5857	442	104811	1827	1294	100
an32_5.2	5864	410	62527	660	9969	423	6319	441	111393	1860	1313	94
an32_8.1	5577	408	58216	640	10653	423	6010	439	109055	1845	1277	96
an32_8.2	9023	441	62650	658	26408	508	9723	475	177354	2169	1271	64
an32_6.6	3585	385	68109	681	2759	374	3863	414	88306	1656	1019	111
an32_6.7	3443	385	67195	676	2772	377	3710	414	87289	1661	991	113
an32_6.8	4878	399	62482	660	5926	393	5256	429	94884	1746	1282	107
an32_6.9	4950	398	63379	663	7099	402	5334	428	100476	1773	1231	101
an32_6.10	4745	407	63019	659	7419	404	5113	438	101191	1770	1173	103
an32_6.11	4902	404	62926	660	6745	400	5282	435	98574	1766	1242	105
an32_6.12	4597	398	60532	650	6081	399	4954	428	93175	1756	1232	109
an32_6.13	5083	403	62286	658	7552	402	5477	434	101116	1774	1255	102
an32_6.14	4409	394	58133	640	5895	397	4751	424	89693	1743	1228	112
an32_2.5*	4448	396	70686	694	5000	392	4793	426	100176	1737	1112	101
an3_2_4.1	6600	414	79211	730	9948	421	7109	445	130018	1879	1267	81
an3_2_4.2	3579	382	69806	690	3614	384	3855	411	93519	1689	962	104
an3_2_4.3	4578	396	60359	653	6016	397	4931	426	92718	1750	1233	109
an3_2_4.4	4962	402	59993	648	5938	398	5345	433	92237	1766	1340	111
an3_2_4.4	3296	383	63746	665	4469	386	3550	412	89894	1679	922	109
an3_2_4.5	4879	398	67139	679	4844	392	5255	428	95813	1750	1270	106
an3_2_4.6	4896	398	58935	644	6257	394	5274	428	92275	1747	1322	110
an3_2_4.7	4680	395	58619	643	6593	400	5041	425	93103	1759	1255	108
an3_2_4.9	4623	402	57891	640	6792	399	4980	433	93038	1752	1241	111
an3_2_4.10	4280	399	56914	637	6559	398	4610	429	90841	1739	1178	112
an3_2_4.11	4836	395	65970	673	6365	400	5209	425	100431	1767	1203	100
an3_2_4.12	3316	380	63983	665	3311	381	3572	409	85719	1667	972	113
an3_2_4.13	3891	390	64276	664	8004	409	4191	420	104265	1760	939	96
an3_2_4.14	5993	415	75766	717	8390	414	6455	447	119794	1845	1249	89
an3_2_4.15	6167	416	75389	714	8653	417	6643	448	120510	1858	1277	88
an3_2_4.16	3547	383	66045	672	3452	380	3820	412	88654	1671	1004	110
An 6-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
an6_1_4.1	3003	395	56905	674	2622	407	3234	425	75002	1766	1005	135
an6_1_4.2	2833	393	56821	669	2873	398	3051	423	75823	1724	939	132
an6_1_4.3	2676	391	56686	669	2902	399	2882	421	75735	1722	889	132
an6_1_4.4	2836	398	56551	669	2653	398	3055	428	74674	1726	955	136
an6_1_4.5	3056	393	57148	671	2777	401	3292	423	75890	1745	1011	132
an6_1_4.6	3187	397	57418	672	2866	402	3433	427	76577	1753	1044	132
6_1_5.1	3506	404	68892	725	2871	406	3776	435	89594	1786	983	115
6_1_5.2	3763	395	63377	701	3114	402	4053	425	84411	1776	1116	120
6_1_5.3	3276	403	73289	744	3349	408	3528	434	96321	1788	857	107
6_1_5.4	4055	402	72615	741	2992	407	4368	433	94399	1810	1077	109
6_1_5.5	3657	412	76357	759	2849	408	3939	443	97959	1806	939	107
6_1_5.6	3772	407	82147	782	3349	410	4063	438	106440	1820	892	98

An 6-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
6_1_5.7	4304	413	80484	776	3882	413	4636	444	106768	1841	1012	99
6_1_5.8	3389	401	70457	731	3406	409	3650	431	93382	1791	913	110
6_1_5.9	3481	397	63777	700	2878	404	3749	427	83859	1773	1041	121
6_1_x.1	3520	404	76125	757	3081	407	3791	435	98557	1797	899	105
6_1_6.1	5485	428	111603	899	5070	433	5908	461	146701	1970	940	74
6_1_6.2	5316	424	104419	872	4767	429	5726	456	137400	1945	972	79
6_1_6.3	4130	405	81663	783	3277	411	4448	436	105708	1834	981	98
6_1_6.4	4067	402	83908	791	3424	413	4381	433	108789	1841	940	94
6_1_6.5	2805	391	48359	632	2890	400	3021	421	66379	1728	1059	151
6_1_6.6	2667	383	51336	648	2883	402	2872	412	69643	1731	962	140
6_1_6.7	1582	381	27716	527	2952	394	1704	410	42998	1643	926	226
an6_1_3.1	3073	392	62931	601	2634	385	3310	422	81851	1646	944	122
an6_1_3.2	4245	403	81293	672	4086	394	4572	434	108446	1717	983	95
an6_1_3.3	2659	385	58131	583	2617	385	2864	414	76266	1630	878	129
an6_1_3.4	3582	392	66719	619	2661	385	3858	422	86354	1666	1040	116
an6_1_3.5	3484	398	67507	622	2813	388	3753	428	87804	1673	996	116
an6_1_3.6	3761	400	70182	632	2889	388	4051	430	91183	1682	1035	112
an6_1_3.7	2974	396	61602	599	2606	385	3203	426	80220	1644	932	126
AN 2-3	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
an23_3.1	2928	376	57579	634	1197	363	3154	405	70215	1596	1046	137
an23_3.2	2811	377	58439	637	1272	365	3028	406	71463	1598	988	135
an23_3.3	2537	384	52536	613	1493	359	2732	413	65600	1564	972	149
an23_3.4	2648	376	52253	611	1244	364	2852	405	64333	1587	1033	149
an23_3.5	2862	376	60822	649	1582	364	3083	405	75366	1598	955	128
an23_3.6	2836	375	61470	652	1707	366	3055	403	76577	1604	932	125
an23_3.7	2594	380	59942	644	1287	365	2794	409	73190	1592	892	133
an23_3.8	3056	374	59602	641	1418	368	3292	402	73384	1617	1045	130
an23_3.9	2670	372	52085	610	1051	365	2876	400	63394	1593	1056	150
an23_3.10	2729	374	52033	610	1607	363	2939	402	65512	1584	1045	146
an23_3.11	2751	373	60463	648	1902	365	2963	401	76174	1596	909	125
KR 72-1	Pbc	±	Th	±	U	±	PbOc	±	ThO2*c	±	T	±
72_1_1.1	2749	385	43432	610	5981	421	2961	414	72694	1780	951	135
72_1_1.2	3971	403	59686	683	7362	432	4277	434	96762	1864	1030	106
72_1_1.3	3100	401	53260	657	6423	425	3339	431	85513	1811	912	120
72_1_1.4	2054	386	56524	672	2167	399	2212	415	72585	1704	715	136
72_1_1.5	2486	386	54208	659	3153	403	2677	415	73844	1726	848	133
72_1_1.6	2477	383	52151	649	3999	405	2668	412	74749	1727	835	131
72_1_1.7	3136	397	44743	615	5610	419	3378	427	72986	1792	1077	139
72_1_2.1	2156	381	58305	677	3599	405	2322	410	80035	1723	682	122
72_1_2.2	1657	380	51657	648	3656	405	1784	409	72573	1697	579	134
72_1_2.3	1747	378	53076	653	3991	409	1881	407	75461	1714	587	128
72_1_2.4	1810	381	52533	651	4558	409	1949	410	76996	1714	596	126
72_1_2.5	2107	378	52372	649	4086	411	2269	407	75172	1733	709	129
72_1_2.6	1753	383	50074	640	3968	408	1888	412	71994	1708	617	136
72_1_2.7	2238	384	57789	672	3738	404	2410	413	80007	1720	707	123
72_1_2.8	1902	380	53507	656	2914	399	2048	409	71959	1690	669	135
72_1_4.1	2901	388	58114	675	3370	405	3125	417	79206	1750	922	125
72_1_4.2	2361	386	55659	664	2870	400	2543	415	74359	1713	801	133
72_1_4.3	2390	382	55257	664	3084	403	2574	411	74730	1724	807	131
72_1_4.4	2607	386	57831	676	3043	403	2808	415	77541	1734	847	127
72_1_4.5	2814	387	53807	654	3217	404	3031	416	73752	1740	959	134
72_1_4.6	2701	379	53634	654	2937	399	2909	408	72444	1720	938	134
72_1_4.7	2884	389	42825	604	6144	416	3106	419	72731	1765	996	137
72_1_1.9	2547	388	43285	608	5721	417	2743	417	71413	1758	898	139
72_1_1.10	3010	397	46179	621	6007	420	3242	427	76011	1787	994	133
72_1_1.11	2323	378	56270	668	2244	392	2502	407	72654	1688	807	133
72_1_1.12	2301	385	54261	656	3838	407	2478	414	76438	1790	760	129