



Geochronologische Datierungen in der Grauwackenzone Tirols



Titelbild / cover picture

Porphyroid-Aufschluss am Weg zur Klingleralm, oberhalb vom Kafnergraben im Alpbachtal, Probelokalität AB 75, 11.06.2007 [A. BLATT].

HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

Herausgeber

Institut für Geowissenschaften und Geographie
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

G. BORG M. FRÜHAUF
C. GLÄSSER H. HEINISCH W. KÜHLING C. LEMPP
H. PÖLLMANN W. THOMI P. WYCISK

Schriftleitung

D. MERTMANN T. DEGEN S. STÖBER

BEIHEFT 29

Halle (Saale) 2013

Institut für Geowissenschaften und Geographie
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg



Anschrift von Herausgebern und Schriftleitung:

Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Institut für Geowissenschaften und Geographie
Von-Seckendorff-Platz 3/4
D-06120 Halle (Saale)

e-mail: hjg@geo.uni-halle.de

Schriftleitung:

D. Mertmann T. Degen S. Stöber

ISSN 2193-1313

© 2013 im Selbstverlag des Institut für Geowissenschaften und Geographie der
Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Alle Rechte vorbehalten

Geochronologische Datierung des Kellerjochgneises und der Porphyroide in der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Österreich)

AXEL BLATT

Keywords:

Tirol, Tuxer Alpen, Kitzbüheler Alpen, Nördliche Grauwackenzone, Oberostalpin, Kellerjochgneis (Schwarzer Augengneis), Porphyroide (Blasseneckporphyroid), Zirkonanalysen, U-Th-Pb-Datierung, Konkordia-Diagramme, Tera-Wasserburg-Diagramme, Mittel- und Oberordivizium.

„Ich weiß, daß das Wort Geologie bei den meisten Leuten

die gleichen Empfindungen auslöst wie, sagen wir mal, Teppichknüpfen.

Langweilig. Dreck und Steine.

Aber die meisten Leute haben ja auch keine Wurzeln. Sie würden staunen, [...].

Es ist, als blättere man in einem Buch, das die Erde selber geschrieben hat.

Voller Geheimnisse! Voller Überraschungen! Voller dunkler Wunder!“

„Yggdra Sil“ in: Walter MOERS, „Rumo“

Zusammenfassung

Für die vorliegende Arbeit wurden acht Aufschlüsse von Metamagmatiten („Kellerjochgneise“) im westlichen Teil der Nördlichen Grauwackenzone – zwischen Schwaz und Hopfgarten im Brixental – für geochronologische Untersuchungen beprobt. Die Proben stammen sowohl aus dem „mittelostalpinen“ Grenzbereich zwischen der Grauwackenzone und dem Innsbrucker Quarzphyllit, als auch aus der „oberostalpinen“ Grauwackenzone selbst.

Die beprobten „Kellerjochgneis“-Vorkommen lassen sich petrographisch zum einen in typische Augengneise, ursprünglich magmatische Intrusionen (Granite), zum anderen in Porphyroide, welche als vulkanische Ablagerungen (HEINISCH 1980) angesehen werden, unterscheiden. Darüber hinaus zeigen einige Proben eine Mischung aus beidem; sie werden als ehemals aplitische Intrusionen interpretiert.

Die aus den Proben separierten Zirkonkristalle wurden mittels LA-ICP-MS geochronologisch datiert. Abladiert wurden hierbei sowohl Kern- als auch Randbereiche der Zirkone.

Die geochronologischen Untersuchungen zeigen eine weite Streuung der ermittelten U-Pb-Alter über alle Proben. Ererbte Zirkonkerne besitzen überwiegend panafrikanische beziehungsweise cadomische Alter, aber auch proterozoische und paläozoische Alter wurden nachgewiesen. Aus den Randbereichen und einigen Kernen konnten für jede Probe Konkordia-Alter ermittelt werden, welche zwischen 471 und 461 Ma liegen und als Zeitpunkt der magmatischen Intrusion zu interpretieren sind. Innerhalb dieser Zeitspanne lassen sich sowohl für die Augengneise, als auch für die Porphyroide zwei Altersbereiche von 471 bis 469 und von 465 bis 464 Ma abgrenzen. Die Proben aus den aplitischen Intrusionen besitzen die jüngsten Konkordia-Alter zwischen 462 und 461 Ma.

Diese Altersverteilung lässt auf eine mehrphasige, synchrone Platznahme der „Kellerjochgneise“ (Granite) und der Porphyroide schließen, an deren Ende es überwiegend zur Bildung von Apliten kam.

Als Herkunftsgebiet für das magmatisch recycelte Material wird aufgrund der panafrikanischen beziehungsweise cadomischen Alter der ererbten Zirkonkerne Gondwana angesehen, was für eine paläogeographische Positionierung der Grauwackenzone am Gondwana-Nordrand spricht.

Abstract

For this work eight outcrops of metamagmatic rocks (“Kellerjoch Gneisses”) in the western part of the Northern Greywacke Zone between “Schwaz” and “Hopfgarten im Brixental” have been sampled for geochronological analysis. The samples hail from the boundary zone (Middle Austroalpine) between the Greywacke Zone and the Innsbruck Quartz Phyllite as well as from the Greywacke Zone (Upper Austroalpine) itself.

A petrographical determination of the sampled “Kellerjoch Gneisses” can be made between typical augen-gneisses (former magmatic intrusions or granites), and “porphyroids”, considered to be acid volcanic deposits (HEINISCH 1980). Further-more, a few samples show a mixing between both rock types. They are interpreted as former aplitic intrusions.

The separated zircon crystals from the samples have been dated geochronological by LA-ICP-MS analyses. The ablation spots have been positioned in the zircon cores as well as on the crystal rims.

A wide scatter of the resulting U-Pb ages appears over all geochronological analysed samples. Inherited zircon cores are predominantly showing pan-african or cadomian ages, but also proterozoic and palaeozoic ages are provided. From the zircon rims and some zircon cores concordia-ages could be determined for all samples, which plot in a time span from 471 to 461 Ma. These concordia-ages are interpreted as the age of the magmatic intrusions. Within that time span the augen-gneisses as well as the “porphyroids” show two separate age cluster at 471 to 469 and 465 to 464 Ma. Only the samples from the aplitic intrusions present younger ages between 462 and 461 Ma. This age pattern points to a polyphase and synchronic emplacement of the “Kellerjoch Gneisses” (granites) and the “porphyroids” with a predominant generation of aplites during the late stage.

Because of the pan-african or cadomian ages from inherited zircon cores Gondwana is regarded as the origin for the magmatic recycled material. This points to a palaeogeographical position of the Northern Greywacke Zone at the northern Gondwana margin.

Inhalt

1. Einleitung.....	7
1.1. Aufgabenstellung und Zielsetzung.....	7
1.2. Geographische Lage.....	7
1.3. Überblick über die geologische Entwicklung der Alpen	7
1.4. Geologie des Arbeitsgebietes.....	9
1.4.1. Der „Innsbrucker Quarzpyllit“ (Unter-ostalpin)	10
1.4.2. Die „Kellerjochgneise“ (Mittelostalpin)	11
1.4.3. Die „Nördliche Grauwackenzone“ (Kitzbüheler Grauwackenzone, Oberostalpin)...	11
1.5. Metamorphe Überprägung der Grauwackenzone und des Innsbrucker Quarzphyllits ...	13
1.6. Übersicht über die Geochronologie im Bereich der Weslichen Grauwackenzone	15
2. Einführung in die Methodik.....	17
2.1. Grundlagen der Geochronologie mit dem U-Th-Pb-System	17
2.1.1. Radioaktivität	17
2.1.2. Das U-Th-Pb-System	18
2.1.3. Blei-Entwicklung nach STACY und KRAMERS.....	18
2.1.4. Konkordia-Darstellung.....	20
2.1.5. Diskordante Alter von Zirkonen.....	20
2.2. LA-ICP-Massenspektrometrie	20
2.2.1 Plasmaquelle	20
2.2.2. Ionentrennung und Ionennachweis	21
2.3. Zirkon.....	22
2.4. Aufbereitung der Proben	23
2.4.1. Grobaufbereitung	23
2.4.2. Mineralseparation und picken der Mounts.....	23
2.5. Analytik.....	23
2.5.1. Kathodolumineszenzbilder.....	24
2.5.2. U-Pb-Datierung.....	24
3. Probenbeschreibungen und Ergebnisse der geochronologischen Untersuchungen	26
3.1. Allgemeines zur Probenbeschreibung.....	26
3.1.1. Petrologische Beschreibungen	26
3.1.2. Geochronologische Untersuchungen	26

3.2. Probe AB 70 – Augengneis vom Hackltal	27
3.2.1. Probenbeschreibung AB 70.....	27
3.2.2. Ergebnisse AB 70	28
3.3. Probe AB 71 – Augengneis vom Zillertal	29
3.3.1. Probenbeschreibung AB 71.....	29
3.3.2. Ergebnisse AB 71	30
3.4. Probe AB 72 – Porphyroid an der Unterhemermoosalm	31
3.4.1. Probenbeschreibung AB 72.....	31
3.4.2. Ergebnisse AB 72.....	32
3.5. Probe AB 73 – Kleinkörniger Augengneis (Porphyroid) von der Geisthütte	33
3.5.1. Probenbeschreibung AB 73.....	33
3.5.2. Ergebnisse AB 73	35
3.6. Probe AB 74 – Kleinkörniger Augengneis (Porphyroid) von der Geisthütte	36
3.6.1. Probenbeschreibung AB 74.....	36
3.6.2. Ergebnisse AB 74.....	36
3.7. Probe AB 75 – Porphyroid vom Alpbachtal.....	38
3.7.1. Probenbeschreibung AB 75.....	38
3.7.2. Ergebnisse AB 75	40
3.8. Probe AB 76 – Augengneis vom Arbeserkogl	41
3.8.1. Probenbeschreibung AB 76.....	41
3.8.2. Ergebnisse AB 76.....	42
3.9. Probe AB 77 – Porphyroid von der Filzalm.....	44
3.9.1 Probenbeschreibung AB 77.....	44
3.9.2 Ergebnisse AB 77	44
3.10. Th/U-Verhältnisse	46
4. Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse	49
4.1. Zusammenfassung und Interpretation.....	49
4.2. Vergleich der Ergebnisse mit Daten aus den europäischen Varisziden.....	52
4.3. Position in einem geodynamischem Szenario.....	52
4.4 Schlussfolgerungen.....	55
5. Danksagung.....	56
6. Literatur- und Abkürzungsverzeichnis.....	57
7. Anhang (Dünnschliffe, Kathodolumineszenz-Aufnahmen, Zirkon-Analysen)	i-xvii

1. Einleitung

1.1. Aufgabenstellung und Zielsetzung

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Klärung der Frage, ob die Kellerjochgneise der Nördlichen Grauwackenzone zu den in ihrer Umgebung auftretenden Porphyroiden in einer chronologischen Beziehung stehen und letztere möglicherweise als das vulkanische Äquivalent der Gneise anzusehen sind. Bestimmt wurde daher, mittels U-Pb-Datierungen an Zirkonen aus den Kellerjochgneisen und den Porphyroiden, deren „Intrusions-“ beziehungsweise „Effusionsalter“.

1.2. Geographische Lage

Das Arbeitsgebiet liegt im österreichischen Bundesland Tirol und wird im Wesentlichen durch das Inntal im Norden, zwischen den beiden Orten Schwaz und Wörgl, das Zillertal im Westen und das untere Brixental bis Hopfgarten im Brixental, sowie das Kelchsautal im Osten begrenzt. Die ungefähre südliche Begrenzung bildet die Verlängerung des Märzengrunds vom

Zillertal über das Niederjoch (2080 m) hin zum Schafsiedel (2447 m) nach Westen.

Das Gebiet wird von den topographischen Karten der ÖK50-Serie 199 Schwaz, 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen abgedeckt.

1.3. Überblick über die geologische Entwicklung der Alpen

Die Grauwackenzone und der Kellerjochgneis gehören zum Austroalpin und sind Teil der Alpen, jenes Gebirgsmassivs, welches sich bogenartig vom Ligurischen Meer bis in das Pannonische Becken erstreckt. Geographisch lässt sich dieses Gebirge in Westalpen und Ostalpen, etwa entlang des Verlaufs des Alpenrheins trennen. Jedoch ist diese Trennung vom geologischen Standpunkt aus zu ungenau. Daher werden die Alpen aus geologischer Sicht in die tektonofaziellen Großeinheiten des Helvetikums und des Penninikums, welche

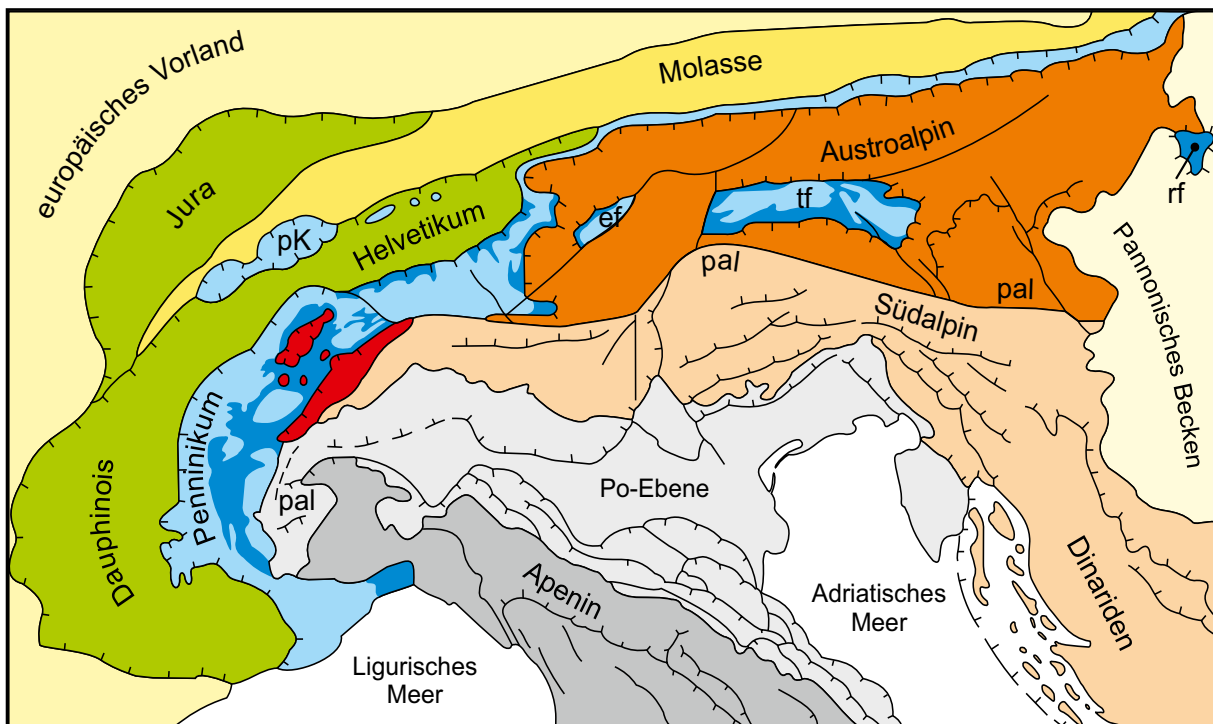


Abb.1: Tektonofazielle Übersichtskarte der Alpen nach DAL PLAZ et al. (2003): Helvetikum (grün), Penninikum (hellblau), Ophiolithe (dunkelblau), Margna-Sesia-Fragment (rot), Austroalpin (orange), Südalpin (grauorange), Apulischer Block und Po-Ebene (grau), übrige Sedimente des Vorlandes (gelb); pk = Préalpes Klippe, pal = Periadriatische Linie, ef = Engadiner Fenster, tf = Tauern Fenster, rf = Rechnitzer Fenster.

Bestandteile – im Penninikum nur das Briançonnais – des europäischen Plattenrandes sind, sowie in die Bestandteile der Apulischen Platte, das Austro- und das Südalpin getrennt (Abb. 1). Die heutige geographische Verteilung dieser Einheiten im Alpenbogen resultiert aus den alpinen Orogenesen der Kreide und des Tertiärs. Eine Übersicht über die paläogeographischen Einheiten des Alpenraumes im Jura und in der Kreide zeigt Abb. 2.

Die Decken des Helvetikums umfassen den Sedimentationsbereich des europäischen Schelfs in der Alpinen Tethys.

Das Penninikum besteht aus den kontinentalen Decken des abgetrennten europäischen Kontinentalrandes, dem Briançonnais-Terrane und den zur Alpinen Tethys gehörenden ozeanischen Decken des Valais-Ozeans und des Piemont-Ligurischen Ozeans.

Das Briançonnais-Terrane ist der östlichste Teil des Iberischen Blocks, welcher den südlichen passiven Kontinentalrand Europas bildete, bevor dieser durch das nordwärts Wandern der Atlantiköffnung und der damit verbundenen Öffnung des Valais-Ozean in der Unteren Kreide von Europa getrennt wurde (SCHMID et al. 2004a).

Der Deckenstapel des Austroalpins setzt sich aus den sedimentären Ablagerungen des nördlichen Schelfs sowie dessen Basement und des Kontinentalhanges der Apulischen bzw. Afrikanischen Platte zusammen. In weiten Teilen weisen die Lithologien des Austroalpins Parallelen zu den Gesteinen des Südalpins auf, weswegen für beide Einheiten ein gemeinsamer Sedimentationsraum angenommen und das Südalpin südlich an das Austroalpin angeschlossen wird.

Das Austroalpin, auch Ostalpin genannt, lässt sich im Sinne von TOLLMANN (1959) in drei Einheiten gliedern, in das Ober-, Mittel-, und Unterostalpin.

Im Zuge der alpinen Orogenese wurde zunächst das Oberostalpin als Decke von Süden über die Einheiten des „Mittelostalpins“ nach Norden geschoben. Anschließend sind beide Einheiten als gemeinsame Duplexstruktur auf

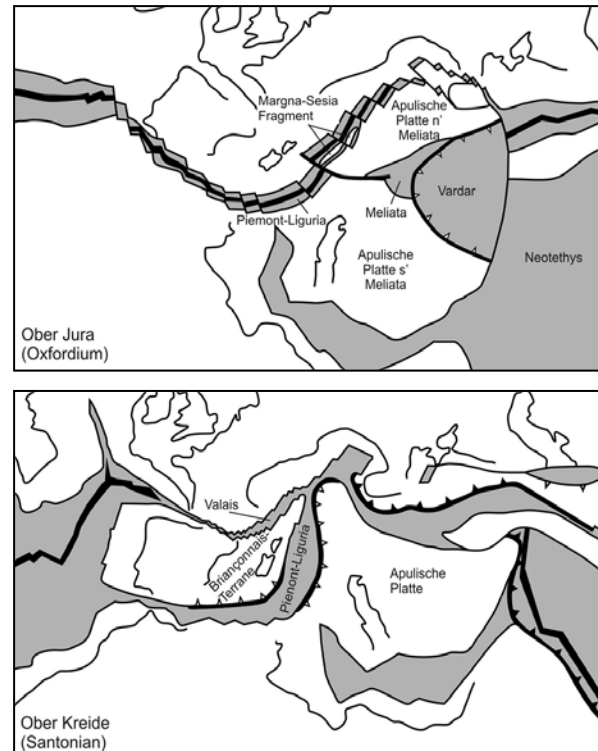


Abb. 2: Schematische Rekonstruktion der paläogeographischen Verteilung im Alpenraum während des Jura und der Kreide (leicht verändert nach SCHMID et al. (2004a & 2004b).

das Unterostalpin abgeschert. Die Existenz eines „Mittelostalpins“ als eigenständige Einheit ist in der modernen Literatur jedoch immer häufiger strittig und wird durch eine Neugliederung in verschiedene, lokale Deckensysteme abgelöst. So wird das Ostalpin in der neuen Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 bearbeitet durch PESTAL et al. (2005) in sieben Komplexe („Nördliche Kalkalpen“, „Grauwackenzone“, die Deckensysteme „Drauzug-Gurktal“, „Ötztal-Bundschuh“, „Koralpe-Wölz“, „Schladming-Seckau“ und „Radstädter Deckensystem mit unterostalpinen Schuppen am Südrand des Tauernfensters“) unterteilt.

Das Oberostalpin umfasst hauptsächlich die mesozoischen Gesteine der Nördlichen Kalkalpen und das Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone, das „Altkristallin“, den Drauzug, das Grazer Paläozoikum, sowie das Kristallin der Silvretta und des Ötztals und die Gurktaler Alpen. Mittelostalpin findet sich vorwiegend im Semmeringgebiet, im Mürz- und im Murtal. Nach der klassischen Vorstellung von TOLLMANN zählte auch das ostalpine „Altkristallin“ (Silvretta, Ötztaler Alpen, Niedere Tauern, Gleinalm, Koralpe, Saualpe und andere) mit dem Transgressiv auflagernden Mesozoikum

zum Mitteleostalpin. Zum Unterostalpin gestellt werden unter anderem die Einheiten der Radstädter Tauern, die Matreier Schuppenzone, das Semmering-Wechselsystem und der Innsbrucker Quarzphyllit.

Die Klippen der Dent-Blanche-Decke und die Sesia-Zone in den Westalpen weisen einige Parallelen zum Unterostalpin auf und werden als „Westliches Austroalpin“ oder als „Magna-Sesia Fragment“ bezeichnet. Nach FROITZHEIM et al. (1996) handelt es sich dabei um, während der Öffnung des Piemont-Ligurischen Ozeans, vom Rand der Apulischen Platte gelöste Bruchstücke, welche in der späten Kreide in den Akkretionskeil am nördlichen und westlichen aktiven Plattenrand von Apulia eingearbeitet wurden und haben, im Gegensatz zu den Austroalpinen Decken, eine Hochdruckmetamorphose erfahren.

Der Bereich des Südalpins wird von den übrigen Alpen nach Westen und Norden von der Periadriatischen Linie, einer Transversalstörung, begrenzt. Das Südalpin unterscheidet sich faziell kaum vom Oberostalpin des Austroalpins, tektonisch jedoch sind die Unterschiede erheblich. So zeigt das Südalpin keinerlei alpidische Metamorphose und nur geringe Deformationen, auch fehlt ein nennenswerter Deckenbau.

1.4. Geologie des Arbeitsgebietes

Geologisch umfasst das Arbeitsgebiet den Deckenstapel des Ostalpins im Grenzbereich zwischen der Nördlichen Grauwackenzone (Oberostalpin) und dem Innsbrucker Quarzphyllit (Unterostalpin) mit dem sich dazwischen befindenden „mittelostalpinen“ Kellerjochgneis (sensu TOLLMANN). Eine geologische Übersicht über das Arbeitsgebiet zeigt Abb. 3.

Die Gliederung des Ostalpins durch TOLLMANN in die Einheiten des Ober-, Mittel- und Unterostalpins ist bis heute in der Literatur der alpinen Geologie weit verbreitet, verliert jedoch zunehmend an Bedeutung und besitzt keine durchgehende Gültigkeit mehr.

TOLLMANN definiert als Oberostalpin solche Bereiche, in denen sich sedimentäres Paläozoikum zwischen das Permo-Mesozoikum und das Kristallin schiebt. Die Bereiche des Ostalpins, in welchen eine direkte Transgression von Permo-Mesozoikum auf das Kristallin erfolgte und Karbon und älteres Perm fehlen, werden von TOLLMANN, als Mittelostalpin vom Oberostalpin abgetrennt. Somit müsste das Mittelostalpin im gesamten ostalpinen Raum zwischen dem Ober- und Unterostalpin anstehen, wodurch der Ursprung des Ostalpenraumes eine beachtliche

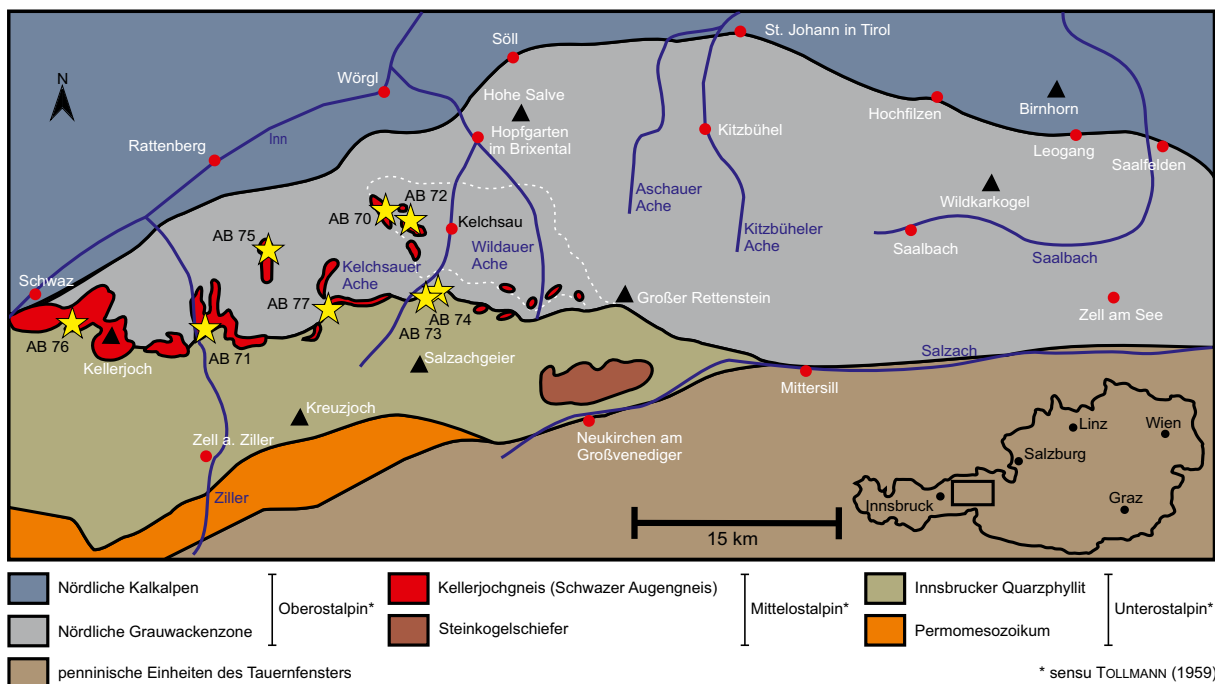


Abb. 3: Übersicht über das Untersuchungsgebiet und Lage der Probenpunkte. Das „Windauer Halbfenster“ (weiß gestrichelt), in älteren Karten als Innsbrucker Quarzphyllit ausgewiesen, ist anhand neuerer Untersuchungen (HEINISCH 2006, HEINISCH & PANNWITZ 2007) der Nördlichen Grauwackenzone zuzuordnen.

Breite und der alpidische ostalpine Deckentransport sehr große Weiten erlangen würde.

Als Alternative zu TOLLMANN wäre jedoch auch ein Szenario möglich, in welchem die Phyllit-Serien in der Frontalposition der alpinen Überschiebung von sich selbst überfahren wurden und dabei in einen liegenden, inversen „unterostalpinen“ Schenkel und einen „oberostalpinen“ Hangendschenkel zerlegt wurden. Das „Mittelostalpin“ könnte demnach auch als das ursprünglich Liegende der „unterostalpinen“ Phyllite gedeutet werden. (GWINNER 1971)

Die Ausgliederung des „Mittelostalpins“ durch TOLLMANN ist jedoch schon in der älteren Literatur umstritten.

CLAR (1965) folgert, dass bei einer ursprünglich unregelmäßigen Verteilung des Paläozoikums im Alpenraum auch Transgressionen von Mesozoikum auf Kristallin unregelmäßig verteilt sein müssten, wodurch eine schematische Gliederung in Ober- und Mittelostalpin nicht zwingend nötig wäre und geringere alpidische Überschiebungsweiten zuließe.

Weiterhin zeigen thermobarometrische Untersuchungen von PIBER et al. (2008) am Patscherkofelkristallin, dass die Kristallineinheiten des Kellerjochgneises und des Patscherkofels, welche sensu TOLLMANN als Mittelostalpin anzusehen sind, nicht miteinander korrelieren. Die Autoren stellen vielmehr fest, dass das Patscherkofelkristallin mit dem Kristallin des südlichen Ötztalkomplexes in Beziehung zu setzen und als dessen Basis aufzufassen ist. Die Biotit-Glimmerschiefer an der Basis des Patscherkofelkristallins sehen die Autoren als metamorphe Überschiebungszone zwischen dem Komplex des Patscherkofelkristallins und dem Innsbrucker Quarzphyllit. Dies steht im Einklang mit SCHMID et al. (2004b), welche den Kellerjochgneis, zusammen mit dem Innsbrucker Quarzphyllit und der Grauwackenzone, einer Ober-Austroalpinen Einheit, der Unterplatte, zuordnen und die Kristallineinheiten westlich des Tauernfensters (Ötztalkomplex) als Oberplatte betrachten.

1.4.1. Der „Innsbrucker Quarzphyllit“ (Unterostalpin)

Der Innsbrucker Quarzphyllit überlagert im Süden und Osten die penninischen Einheiten des Tauernfensters und erstreckt sich von hier nach Norden bis an das Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone und das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen. Die Inntalstörung trennt den Innsbrucker Quarzphyllit von den Nördlichen Kalkalpen. Die westliche Begrenzung des Innsbrucker Quarzphyllits gegen die ostalpine Ötztalmasse bildet die Brenner-Linie.

Gebildet wird der Innsbrucker Quarzphyllit überwiegend aus phyllitischen Metapsammiten bis Metapelliten des Altpaläozoikums, in welche Lagen von sauren und basischen Orthogesteinen und Metakarbonate eingeschaltet sind.

Lithologisch gegliedert wird der Innsbrucker Quarzphyllitkomplex nach HADITSCH & MOSTLER (1983) in eine Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie mit Augengneisen, welche zum Teil als ordovizische Porphyroide gedeutet werden. Darüber folgt eine Karbonat-Serizitphyllit-Serie mit charakteristischen Einschaltungen von Kalk- und Dolomitmarmoren. Das stratigraphisch höchste Glied bildet eine Schwarzschiefer-Karbonat-Serie aus schwarzen, Graphit führenden Phylliten, Marmoren und Quarzphylliten.

Die metamorphe Überprägung des Innsbrucker Quarzphyllits erreichte mit der oberen und mittleren Grünschieferfazies im Perm ihren Höhepunkt. Während der alpidischen Metamorphosen wurden die Serien nochmals retrograd in mittlerer und unterer Grünschieferfazies überprägt, was zur Chloritisierung der Granate und Biotite und zur Rekristallisation und Blastese der Chlorite führte. Ar/Ar- und Rb/Sr-Datierungen an Hellglimmern aus Glimmerschiefern und porphyrischen Orthogneisen des Innsbrucker Quarzphyllitkomplexes belegen die permische Überprägung. Permische U/Pb-Alter aus Zirkonen und Monaziten der porphyrischen Orthogneise werden als deren Intrusionsalter interpretiert. (ROCKENSCHAUB et al. 2003a, 2003b)

1.4.2. Die „Kellerjochgneise“ (Mittelostalpin)

Als Kellerjochgneise (Schwazer Augengneis) werden die im Gebiet zwischen Schwaz und Wörgl vorkommenden Metagranite bezeichnet. Diese bilden, nach Ansicht von TOLLMANN, gemeinsam mit den Paragneisen der Steinkogelschiefer die östliche Fortsetzung des Ötztal- und Silvrettakristallins und werden von ihm als Reste mittelostalpinen Kristallins nördlich des Tauernfensters angesehen. TOLLMANN sieht in den Kellerjochgneisen eine eigenständige Mittelostalpine Decke, welche den Innsbrucker Quarzphyllit respektive das Unterostalpin im Liegenden von den Metasedimenten der Nördlichen Grauwackenzone, dem Oberostalpin, im Hangenden trennt. Neue Kartierungen (HEINISCH 2004, 2006; SCHWARZER 2004; WALTHER 2004; BERBERICH 2007) zeigen, dass Aufschlüsse von Kellerjochgneis keineswegs an die Grenze Unter- / Oberostalpin gebunden sind. Sie treten innerhalb des Quarzphyllites, überwiegend jedoch innerhalb der Grauwackenzone auf. Dies widerspricht der klassischen Anschauung des Kellerjochgneises als Deckenscheider zwischen Unter- und Oberostalpin. So kennt man beispielsweise Wechsellagerungen von Kellerjochgneis mit Metasedimenten der Grauwackenzone sowie kontinuierliche Übergänge zwischen Augengneis und Porphyroiden (HEINISCH 2006).

Die geochemische Klassifikation der Kellerjochgneise ist problematisch und variiert mit der jeweils gewählten Darstellungsmethode. Am wahrscheinlichsten jedoch scheint für den Kellerjochgneis eine geochemische Zuordnung nach WINCHESTER & FLOYD (1976) als Monzogranit, da hierbei ein Alterationseinfluss auf die Proben weitgehend ausgeschlossen werden kann (BERBERICH 2008).

Die Kellerjochgneise wurden mehrfach deformiert. ROTH (1983) grenzt in seiner Arbeit eine variszische und drei alpidische Deformationsphasen in den Kellerjochgneisen, sowie eine nachfolgende intensive Bruchtektonik, welche die Kellerjochgneise in mehrere Schollen zerlegte, gegeneinander ab. Den minimalen Bildungsdruck und die Bildungstemperatur des Kellerjochgneis-Edukts leiten SATIR & MORTANI (1979) indirekt über CIPW-Normberech-

nungen aus der Stabilität der Mineralparagenese Quarz + primärer Muskovit in der granitischen Schmelze ab und geben hierfür Werte von 3,5 kbar und 650 °C an.

1.4.3. Die „Nördliche Grauwackenzone“ (Kitzbüheler Grauwackenzone, Oberostalpin)

Die regionalgeologische Bezeichnung Nördliche Grauwackenzone umfasst einen etwa 450 km langen und maximal 23 km breiten, WSE–ENE streichenden Streifen paläozoischer Gesteine und reicht vom Rätikon im Westen bis Ternitz im Osten und verschwindet dann unter den tertiären Sedimenten des Pannonischen Beckens (SCHÖNLAUB & HEINISCH 1993). Zusammen mit den sie transgressiv überlagernden Nördlichen Kalkalpen bildet die Nördliche Grauwackenzone den Oberostalpinen Deckenstapel im Sinne von TOLLMANN. Geographisch wird die Nördliche Grauwackenzone in einen östlichen (Eisenerzer G. oder Steirische G.) und den im Arbeitsgebiet vertretenen, westlichen (Kitzbüheler G.) Teil getrennt.

Die Gesteine der Kitzbüheler Grauwackenzone, die Wildschönauer Schiefer, wurden klassischerweise in die Unteren Wildschönauer Schiefer, die Oberen Wildschönauer Schiefer und die zwischen beiden Einheiten liegenden Porphyroide (Blasseneck-Porphyroid) getrennt.

Angesichts von Kartier-Ergebnissen östlich des Arbeitsgebietes wird die Kitzbüheler Grauwackenzone, nach HEINISCH (1986), in die tektonischen Großeinheiten der Wildseeloder-Einheit und der Glemmtal-Einheit untergliedert (Abb. 4). Zwischen den beiden Einheiten befindet sich als trennendes Element die Hochhörndler Schuppenzone. Diese findet als olistholithische Mélangezone eine Fortsetzung nach Westen und vereinigt sich schließlich in einem einheitlichen Schollenteppich mit der Uttendorfer Schuppenzone, der südlichen, tektonischen Grenze der Glemmtal-Einheit (HEINISCH 2004, HEINISCH & PANWITZ 2007).

Die Wildseeloder-Einheit am Nordrand der Kitzbüheler Grauwackenzone setzt im Oberordovizium mit mächtigen Porphyroiden (Blasseneck-Porphyroid) ein, welche an ihrer

Basis tektonisch abgesichert sind. Die Ablagerung der Porphyroide erfolgte nach HEINISCH (1980, 1981) in Form von subaerischen Ignimbriten. Auf diesen Porphyroiden entwickelte sich anschließend eine silurisch-devonische Karbonatplattform.

Die Glemmtal-Einheit, welche weitgehend den Wildschönauer Schiefen entspricht, wird im tiefsten Teil von den klastischen Metasedimenten der Jausern-Formation (Untere Wildschönauer Schiefer) gebildet. Diese Formation ist eine Wechselfolge aus Tonschiefern, Metasilt- und Metasandsteinen. Das genaue Alter der Jausern-Formation, sowie ihre Mächtigkeit sind unbekannt. REITZ & HÖLL (1989, 1991) bestimmten jedoch Acritarchen-Spektren in Proben der Jausern-Formation und konnten diese dem Tremadoc bzw. dem Arenig, also dem Unterordovizium, zuordnen. Der Jausern-Formation folgen stratigraphisch Reste von epiklastisch umgelagerten Porphyroiden mit maximal 50 m Mächtigkeit, welche mit dem Blasseneck-Porphyr oid korreliert werden.

Darüber folgen die metamorphen siliziklastischen Sedimente eines marinen Randbeckens, welche sich in Abfolgen distaler Turbidite (Löhnersbach-Formation) und proximaler Turbidite (Schattberg-Formation), sowie eine Tiefschwellenfazies (Klingler Kar-Formation) trennen lassen.

Von diesen ist die tiefste Formation die rund 1300 m mächtige Wechselfolge der Löhnersbach-Formation, welche sich etwa zur Hälfte aus Metasandsteinen zusammensetzt. Den Rest bilden überwiegend dünnplattige, gebänderte Metasiltsteine, sowie Tonschiefer und Phyllite. Die Bankung in der Formation erreicht Mächtigkeiten von einigen Zentimetern bis wenigen Dezimetern. Sedimentstrukturen sowie Bouma-Sequenzen in der Sedimentabfolge weisen auf eine Entstehung aus distalen Turbiditen im Bereich von Tiefseerinnenfächern hin. Die darauf folgende Schattberg-Formation ist die höchste stratigraphische Formation in der Glemmtal-Einheit und besitzt heute noch eine Mächtigkeit von etwa 450 m. Da ein Großteil

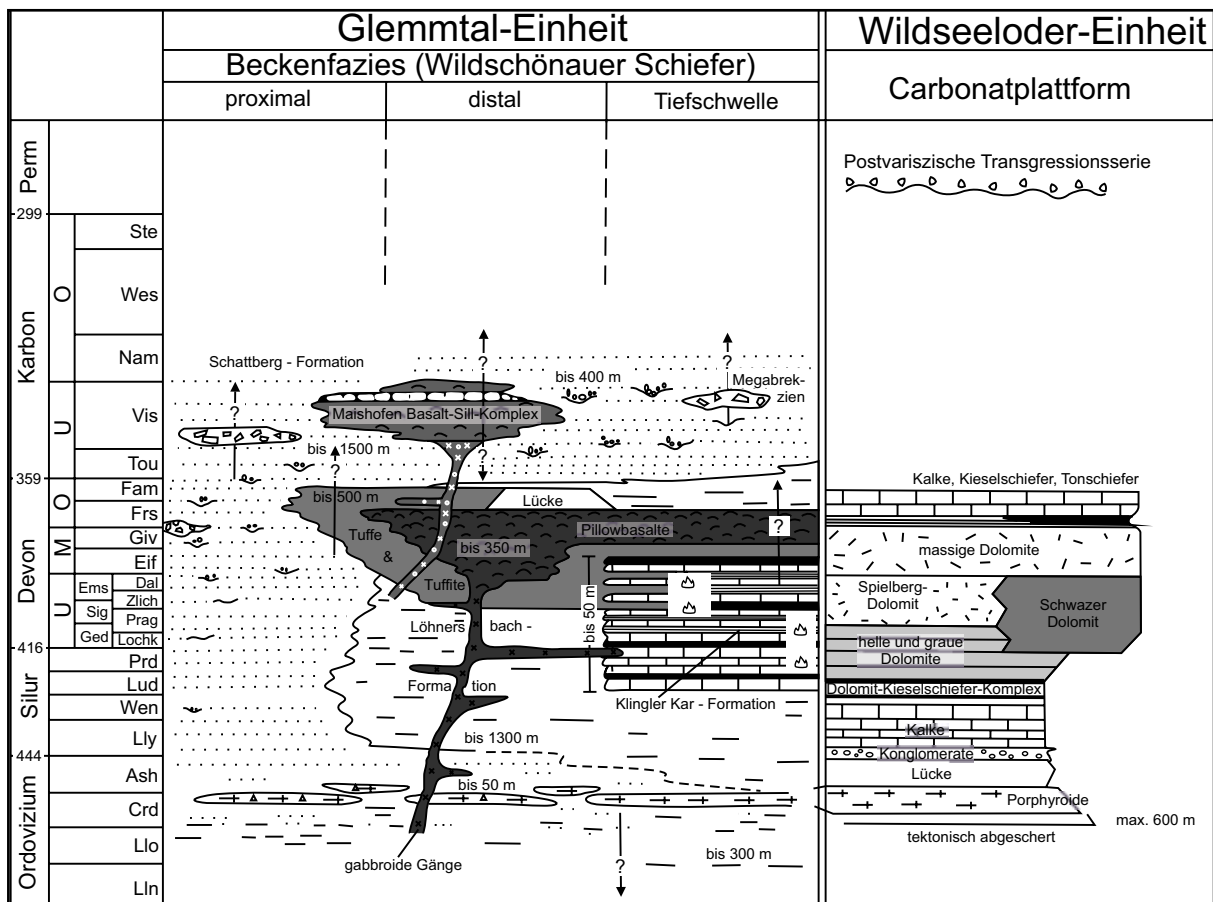


Abb. 4: Stratigraphische Gliederung und Fazies-Vergleich der Vulkanite in der Kitzbüheler Grauwackenzone, leicht verändert nach LOESCHKE & HEINISCH (1993).

ihrer Schichten bereits erodiert wurde, lag ihre ursprüngliche Mächtigkeit sicher weit darüber. Aufgebaut wird die Schattberg-Formation durch eine Wechselfolge aus Tonschiefern, Metasiltsteinen, Metasandsteinen sowie Phylliten. Den Großteil machen hierbei die Metasandsteine aus, welche Bankmächtigkeiten von mehreren Metern erreichen können. Aufgrund sedimentologischer Gefüge wird die Schattberg-Formation als proximale Turbiditsequenz eines Tiefseerinnenfächers interpretiert. Die in den höheren Partien der Formation vorkommenden Megabrekzien entsprechen hierbei den Ablagerungen in den Kanälen des Fächers. Die Ablagerungen der pelagischen Tiefschwelle, die Klingler Kar-Formation, stellt eine Besonderheit dar. Sie ist etwa 50 m mächtig, setzt sich aus einer bunten Wechselfolge von Karbonaten, Lyditen und Siliziklastika zusammen und besitzt ein, durch Conodontenfunde belegtes, obersilurisch (Přidoli) bis unterdevonisches (Emsium) Alter. (HEINISCH 1986, HEINISCH et al. 1987)

Eingeschaltet in diese Formationen der Glemmtal-Einheit finden sich unterschiedliche basische Magmatite. Neben gabbroiden Intrusiva treten Vulkaniklastika wie Tuffe und Pillowbrekzien, sowie Pillow- und Schichtlaven auf. Geochemische Bearbeitungen der Magmatite zwischen Kitzbühel und Zell am See durch SCHLAEGEL (1988) und SCHLAEGEL-BLAUT (1990) belegen einen überwiegend alkalibasaltischen Intraplattenvulkanismus mit Ozeaninseln beziehungsweise Seamounts.

Am Marchbachjoch südlich von Wörgl ist der größte Ultrabasit-Komplex in der Kitzbüheler-Grauwackenzone aufgeschlossen. Umgeben wird dieser Komplex von basaltischen Pyroklastika, welche mit den siliziklastischen Ablagerungen der Löhnersbach-Formation, seltener der Schattberg-Formation, verzahnen. Der Ostrand des Komplexes grenzt an einer Sprödstörung an Perm (Gröden-Formation). Aufgebaut wird der Ultramafit-Komplex vorwiegend aus Pyroxeniten, Sepentiniten (vermutlich retrograd umgewandelter Pyroxenit), Gabbros und Dioriten (HEINISCH 2005).

Geochemische und geochronologische Untersuchungen der Ultramafite vom Marchbachjoch und Vergleiche mit anderen Mafiten in der Kitzbüheler-Grauwackenzone durch SCHAUDER (2002) zeigen eine enge genetische Beziehung und lassen auf ein gemeinsames Stammagma mit alkalischem Intraplatten-Basalt-Chemismus schließen, welches durch partielles Schmelzen eines angereicherten Mantels (enriched mantle) entstanden ist. Die Ultramafite des Marchbachjochs werden von SCHAUDER (2002) als ultramafische Kumulate erklärt.

HEINISCH (2005) betrachtet den Ultrabasit-Komplex aufgrund von Kartier-Ergebnissen als eine in mehreren Schüben gefüllte Magmenkammer einer alkalibasaltischen Ozeaninsel.

1.5. Metamorphe Überprägung der Grauwackenzone und des Innsbrucker Quarzphyllits

Erste P-T-Daten aus dem Bereich des Arbeitsgebietes stammen von SATIR & MORTEANI (1978, 1979) und SATIR et al. (1980). Die Autoren bestimmten für die Phengite des Kellerjochgneises eine Bildungstemperatur von 403 °C und einen Bildungsdruck von 5,3 kbar und schreiben die ermittelten P-T-Bedingungen einer variszischen Metamorphose zu.

Neuere P-T-Bedingungen wurden von PIBER et al. (2009) über thermodynamische Berechnungen eines Mehrphasen-Systems mit zwei verschiedenen Rechenprogrammen bestimmt. Für den Kellerjochgneis geben die Autoren Drücke zwischen 4,4 und 5,8 kbar bzw. 6,4 und 7,2 kbar und Temperaturen von 321 bis 376 °C bzw. 300 bis 321 °C an. Ihre Daten interpretieren die Autoren als Eo-Alpine Überprägung.

Die regionalmetamorphe Überprägung während der Eo-Alpinen Metamorphose ist nach den Daten von PIBER et al. (2009) für den Kellerjochgneis, den Innsbrucker Quarzphyllit und die Wildschönauer Schiefer als Mittlere bis Obere Grünschieferfazies einzustufen mit P-T-Bedingungen zwischen 300 und 400 °C sowie 4 bis 7 kbar.

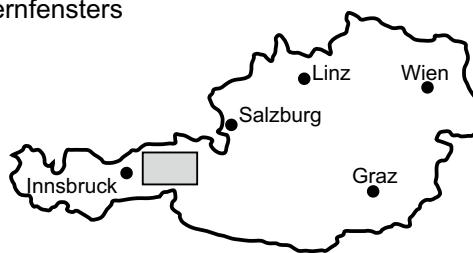
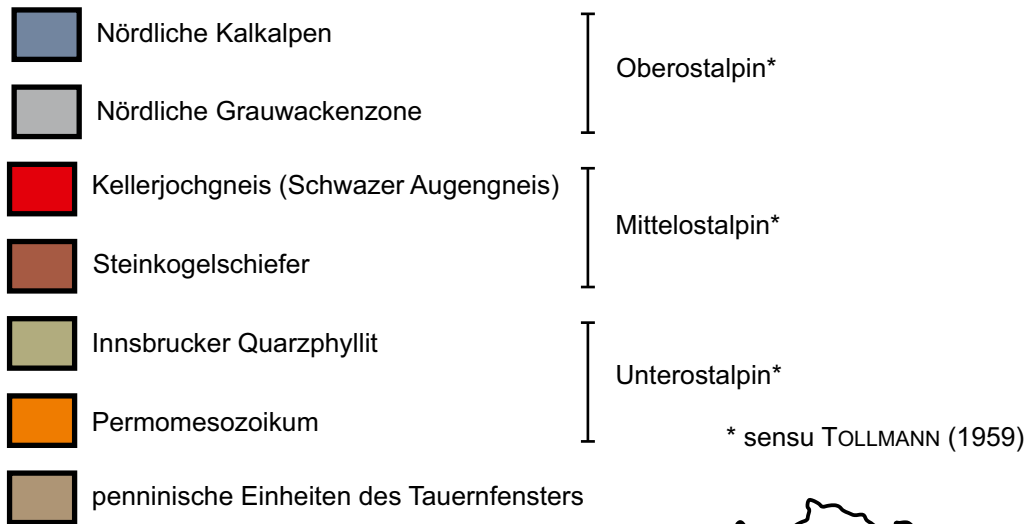
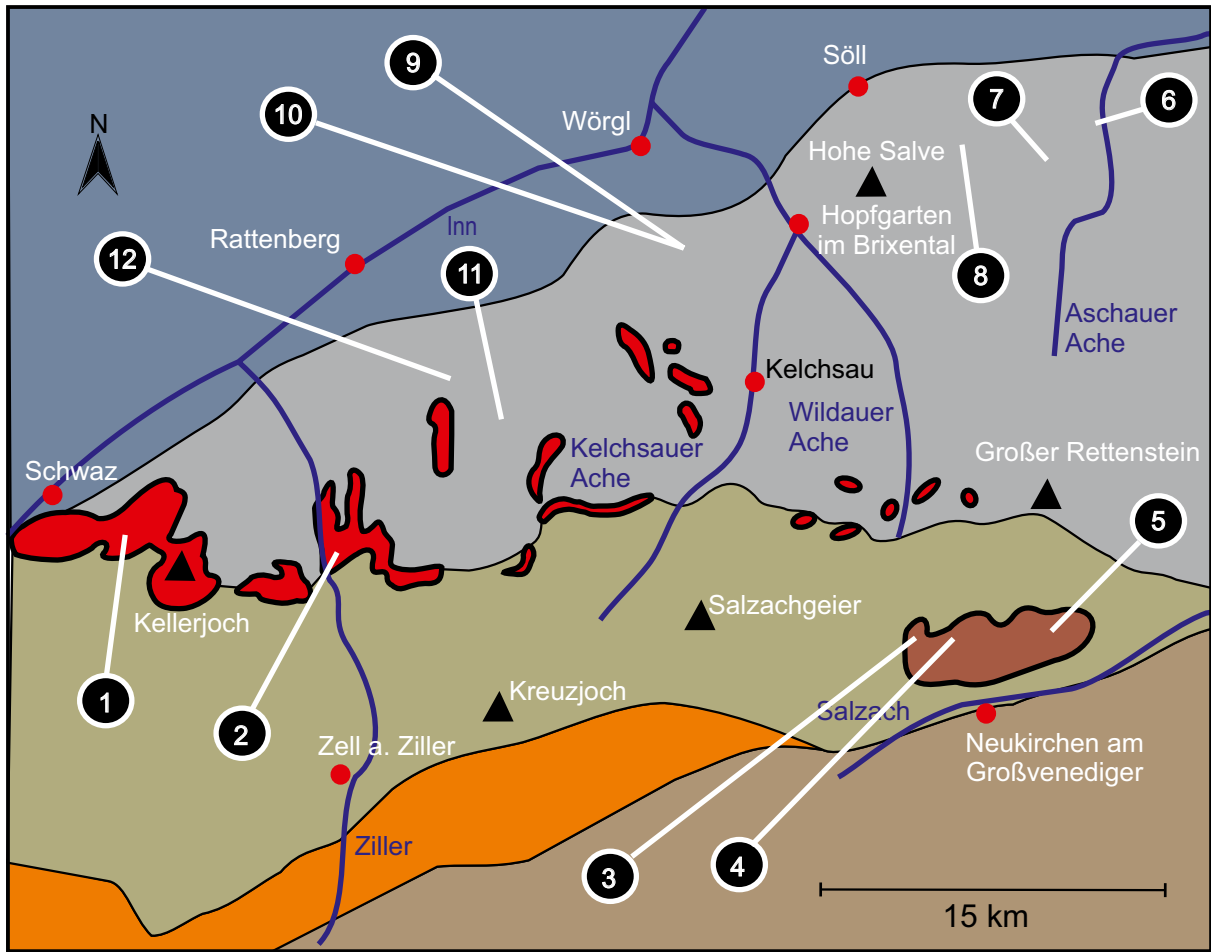


Abb. 5: Übersicht der Datierungen im Bereich der Nördlichen Grauwackenzone. Angegeben sind neben dem Alter auch die Probenbezeichnungen der Autoren, beprobtes Gestein und Methode der Datierung.

1.6. Übersicht über die Geochronologie im Bereich der Westlichen Grauwackenzone

Es existieren bereits einige Datierungen und daraus resultierende Interpretationen zur Genese der Westlichen Grauwackenzone. In den bisherigen Datierungen lassen sich zwei Altersabschnitte erkennen. Der Ältere liegt in einem Bereich zwischen 490 und 450 Ma, der Jüngere zwischen 350 und 310 Ma. Der Großteil der bisher publizierten Datierungen erfolgte an mafischen und ultramafischen Metamagmatiten vom Nordrand der Westlichen Grauwackenzone. Die einzelnen Analysen und die Interpretationen der Autoren werden im Folgenden kurz dargestellt.

Einen Überblick über die geographische Verteilung der geochronologischen Daten in der Westlichen Grauwackenzone zeigt Abb. 5.

Im Raum Kitzbühel wurden von SÖLLNER et al. (1991) zwei Porphyroide ignimbrischen Ursprungs aus der Wildseeloder Einheit datiert. Die U-Pb-Analyse der Zirkonfraktionen einer Probe ergab ein oberes Schnittpunktalter der Diskordia von $468 + 6 / - 5$ Ma, welches von den Autoren als das Extrusionsalter des Eduktes interpretiert wird. In ihrer zweiten Probe analysierten sie Zirkone, welche nahe der Diskordia ihrer ersten Probe plotten, jedoch bei Berechnung einer separaten Diskordia ein höheres Schnittpunktalter (ca. 475 Ma) ergaben. Die Autoren interpretieren diese Zirkone jedoch aufgrund geochemischer Verwandtschaft und geographischer Nähe als bleiärmere Äquivalente der ersten Probe und postulieren auch für diese Zirkone ein Bildungsalter von 468 Ma. Eine Neuinterpretation dieser Proben erfolgte durch SÖLLNER et al. (1997) unter Einbeziehung der Messung einer abradierten

1	KAW 1490 322 ± 24 Ma Augengneis SATIR & MORTEANI (1979) Rb-Sr WR	KAW 1475: 86 ± 3 Ma KAW 1482: 83 ± 2 Ma KAW 1484: 88 ± 2 Ma Paragneis SATIR & MORTEANI (1979) Rb-Sr Biotit	8	M75C 455 ± 1 Ma 955 ± 35 Ma Metalamprophyr SCHAUDER (2002) U-Pb TIMS	
2	KAW 1472 322 ± 24 Ma Augengneis SATIR & MORTEANI (1979) Rb-Sr WR	KAW 1481: 109 ± 3 Ma Paragneis SATIR & MORTEANI (1979) Rb-Sr Biotit / Chlorit	9	M57 474 ± 2 Ma Metagabbro SCHAUDER (2002) U-Pb TIMS	
3	KAW 1478, KAW 1479, KAW 1480 322 ± 24 Ma Augengneis SATIR & MORTEANI (1979) Rb-Sr WR	6	M66 487 ± 33 Ma Metadiorit SCHAUDER (2002) Sm-Nd	M57 463 ± 63 Ma 316 ± 85 Ma Metagabbro SCHAUDER (2002) Sm-Nd	
	KAW 1479: 254 ± 6 Ma KAW 1480: 269 ± 6 Ma Augengneis SATIR & MORTEANI (1979) Rb-Sr Phengit	7	RA1 468 ± 6 Ma Metavulkanit SÖLLNER et al. (1991) U-Pb TIMS	10	477 ± 9 Ma Metagabbro LOTH et al. (2001) U-Pb SHRIMP
4	KAW 1476 347 ± 30 Ma Paragneis SATIR & MORTEANI (1979) Rb-Sr WR	RA1 (abradiert) 460 ± 3 Ma Metavulkanit SÖLLNER et al. (1997) U-Pb TIMS	11	M80B 470 ± 1 Ma 1035 ± 39 Ma Metagabbro SCHAUDER (2002) U-Pb TIMS	
5	KAW 1475, KAW 1482, KAW 1483 & KAW 1484 347 ± 30 Ma Paragneis SATIR & MORTEANI (1979) Rb-Sr WR	RA1 + KA 2 463 ± 6 Ma Metavulkanit SÖLLNER et al. (1997) U-Pb TIMS	12	M79B 337 ± 20 Ma (Pl+Ttn) 469 ± 1 Ma Metagabbro SCHAUDER (2002) U-Pb TIMS	

Zirkonfraktion. Über Modellrechnungen zu einem di-episodischen Bleiverlust wurde aus den beiden Proben ein Alter von 463 ± 6 Ma ermittelt. Dieses Alter wird von den Autoren als das Kristallisationsalter der Zirkone und als das Extrusionsalter der Laven und Pyroklastika interpretiert. LOTH et al. (2001) datierten mit der U-Pb-SHRIMP-Analyse Zirkone aus einem Metagabbro des Ultrabasitkomplexes vom Marchbachjoch. Das von ihnen bestimmte konkordante Alter von 477 ± 9 Ma interpretieren die Autoren als das Kristallisationsalter des Metagabbros. Ebenfalls vom Marchbachjoch stammen die Proben eines Metagabbros an denen SCHAUDER (2002) über Sm-Nd-Mineral- und Gesamtgesteinsdatierungen ein Alter von 463 ± 63 Ma ermittelt hat, welches er als Zeitraum der Kristallisation interpretiert. Über eine U-Pb-TIMS-Datierung an Zirkonen wurde vom Autor für dieselbe Probe ein konkordantes Alter von 474 ± 2 Ma bestimmt und wird als das Intrusionsalter des Gabbros interpretiert. Ein von SCHAUDER (2002) datierter Metadiorit aus dem Raum Kitzbühel, welcher die Wildschönauer Schiefer unterlagert, lieferte ein Sm-Nd-Isochronenalter von 487 ± 33 Ma. Dieses Alter wird vom Autor als das Intrusionsalter angesehen. Aus dem Alpbachtal stammen die Datierungen zweier Metagabbros an denen SCHAUDER (2002) U-Pb-TIMS-Alter von Zirkonen ermittelte. Die Konkordia-Alter von $469,2 \pm 1,3$ Ma und $469,7 \pm 1,1$ Ma werden vom Autor als die Intrusionsalter der Gabbros interpretiert. Am Zinsberg nördlich Brixen im Thale datierte SCHAUDER (2002) einen andesitischen Metalamprophyr. Das U-Pb-TIMS-Alter

von $454,6 \pm 0,9$ Ma der konkordanten Zirkone interpretiert er als das Intrusionsalter des Lamprophyrs.

Deutlich jüngere Alter liefert eine der ersten Geochronologischen Datierungen im Raum der Kitzbüheler Grauwackenzone. SATIR & MORTEANI (1979) untersuchten mittels Rb-Sr-Gesamtgesteinsanalysen die Kellerjochgneise, sowie den Steinkogelschiefer im Innsbrucker Quarzphyllit. Sie ermittelten an unterschiedlichen Lokalitäten für den Kellerjochgneis ein Alter von 322 ± 24 Ma, für die Steinkogelschiefer ein Alter von 347 ± 30 Ma. Beide Alter werden von ihnen als Metamorphosealter interpretiert. Auch SCHAUDER (2002) ermittelte jüngere Alter. An einem Metagabbro vom Marchbachjoch bestimmte er durch Sm-Nd-Mineral- und Gesamtgesteinsdatierungen ein Zweipunkt-Isochronenalter von 316 ± 85 Ma, welches von ihm als Metamorphosealter interpretiert wird. Aus einem der von ihm untersuchten Metagabbros aus dem Alpbachtal wurden Titanite und Plagioklase separiert und mit der U-Pb-TIMS-Methode analysiert. Das Schnittpunktalter von 337 ± 20 Ma wird vom Autor ebenfalls als Metamorphosealter gedeutet.

Die jüngsten Alter stammen aus den Rb-Sr-Datierungen vom Steinkogelschiefer durch SATIR & MORTEANI (1979). Ihre ermittelten Alter von rund 260 Ma sowie zwischen 120 und 80 Ma interpretieren die Autoren als Abkühlungsalter der von ihnen analysierten Phengite und Biotite am Ende einer abklingenden „herzynischen“, beziehungsweise frühalpiner Metamorphose.

2. Einführung in die Methodik

2.1. Grundlagen der Geochronologie mit dem U-Th-Pb-System

2.1.1. Radioaktivität

Im Jahr 1900 entdeckte RUTHERFORD, dass die pro Zeiteinheit von einer radioaktiven Substanz emittierte Strahlung nicht konstant ist, sondern exponentiell abnimmt. Diese exponentielle Abnahme zeigt, dass radioaktiver Zerfall ein statistischer Prozess ist. Aus dieser statistischen Betrachtung kann das exponentielle Zerfallsgesetz wie folgt abgeleitet werden, dabei sei N die Anzahl radioaktiver Kerne zum Zeitpunkt t . Es ist zu erwarten, dass die Anzahl der Kerne, die in dem Zeitintervall Δt zerfallen, proportional zu N und zu Δt ist. Daher gilt:

$$\Delta N = -\lambda N \Delta t \quad [1]$$

λ ist eine Proportionalitätskonstante, die Zerfallskonstante. Die Zerfallsrate $\Delta N/\Delta t$ ist demnach proportional zu N . Löst man die Differentialgleichung indem man durch N dividiert und somit die beiden Variablen N und t separiert, erhält man:

$$\frac{\Delta N}{N} = -\lambda \Delta t \quad [2]$$

Die Integration liefert:

$$\ln N = -\lambda t + C \quad [3]$$

C ist eine Integrationskonstante. Wendet man auf beiden Seiten die Exponentialfunktion an, so erhält man:

$$N = e^{-\lambda t + C} = e^C e^{-\lambda t} = N_0 e^{-\lambda t} \quad [4]$$

$N_0 = e^C$ ist dabei die Anzahl der Kerne zum Zeitpunkt $t = 0$

Die Halbwertszeit $t_{1/2}$ definiert sich als die Zeitspanne, in der die Anzahl der Kerne auf die Hälfte des Ursprünglichen Wertes gesunken ist. Setzt man in Gleichung [4]

$t = t_{1/2}$ und $N = N_0/2$, so erhält man:

$$\frac{N_0}{2} = N_0 e^{-\lambda t_{1/2}} \quad [5]$$

Daraus ergibt sich für die Halbwertszeit:

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0,693}{\lambda} \quad [6]$$

(TIPPLER 1994)

Die Zahl der durch radioaktiven Zerfall aus dem Mutternuklid entstandenen Tochternuklide D ergibt sich aus:

$$D = N_0 - N \quad [7]$$

Aus Gleichung [4] wird nun N_0 eingesetzt und man erhält:

$$D = N e^{\lambda t} - N = N(e^{\lambda t} - 1) \quad [8]$$

Die anfänglich schon vorhandenen, also initialen Tochternuklide D_0 , die nicht aus dem Zerfall des betrachteten Systems stammen, werden in folgender Gleichung berücksichtigt und müssen von den tatsächlich entstandenen Nukliden abgezogen werden:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \quad [9]$$

Nach t aufgelöst ergibt sich:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{D - D_0}{N} + 1 \right) \quad [10]$$

Für das U-Pb-System lassen sich somit folgende Gleichungen formulieren:

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(\frac{{}^{206}\text{Pb} - {}^{206}\text{Pb}_0}{{}^{238}\text{U}} + 1 \right) \quad [11]$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left(\frac{{}^{207}\text{Pb} - {}^{207}\text{Pb}_0}{{}^{235}\text{U}} + 1 \right) \quad [12]$$

2.1.2. Das U-Th-Pb-System

Das Besondere an diesem System ist, dass es drei unterschiedliche Zerfallsreihen besitzt. Die Uran-Isotope ^{235}U und ^{238}U zerfallen zu den Blei-Isotopen ^{206}Pb und ^{207}Pb , das Thorium-Isotop ^{232}Th zu ^{208}Pb . Es bestehen somit zwei Systeme (U/Pb), deren Ausgangsnuklide und Endnuklide chemisch vollkommen identisch sind. In Tabelle 1 sind die Häufigkeiten, Halbwertszeiten und die den Berechnungen zugrunde liegenden Zerfallskonstanten dargestellt. Tabelle 2 enthält eine Zusammenstellung der einzelnen Zerfallsreihen und ihrer Zwischenprodukte.

Insgesamt gibt es auf der Erde vier stabile Blei-Isotope: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb und ^{208}Pb . Nur die letzten drei sind weitgehend radiogenen Ursprungs und durch den Zerfall der oben genannten Isotope entstanden. Das ^{204}Pb ist nicht Endprodukt einer Zerfallsreihe. Der daraus resultierende relative Überschuss der drei radiogenen Blei-Isotope wird daher konventioneller Weise als Verhältnis zu ^{204}Pb ausgedrückt. Das Wachstum dieser Verhältnisse zwischen einer Anfangszeit t_0 und einer Endzeit t_1 kann für geschlossene Uran oder Thorium enthaltende Systeme aus Gleichung [9] abgeleitet werden:

$$\left(\frac{D}{^{204}\text{Pb}} \right)_{t_1} = \left(\frac{D}{^{204}\text{Pb}} \right)_{t_0} + \left(\frac{N}{^{204}\text{Pb}} \right) (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_1}) \quad [13]$$

Vom Uran existieren drei Isotope ^{235}U und ^{238}U , sowie ^{234}U , welches jedoch als Zwischenprodukt beim Zerfall von ^{238}U entsteht und

nur in geringen Konzentrationen auftritt. Das Verhältnis der beiden langlebigen Isotope kann gegenwärtig mit $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$ angegeben werden (ausgenommen sind Kernreaktoren und die Uranlagerstätte Oklo in Gabun (Afrika), in denen das ^{235}U in Kettenreaktionen „abgebrannt“ ist). Thorium existiert in sechs unterschiedlichen Isotopen, die jedoch mit einer Ausnahme (^{232}Th) alle Zwischenprodukte in Zerfallsreihen sind und sehr kurze Halbwertszeiten besitzen. ^{232}Th ist Ausgang einer eigenen Zerfallsreihe.

2.1.3. Blei-Entwicklung nach STACY und KRAMERS

Das erste Blei-Entwicklungsmodell wurde 1949 von HOLMES und HOUTERMANS vorgestellt. Die Autoren gehen in ihrem voneinander unabhängig entwickelten Modell von einer einstufigen Entwicklung der Blei-Isotope auf der Erde aus. Die Realität hat jedoch gezeigt, dass dieses Modell und die darauf basierenden Berechnungen bei jüngeren (phanerozoischen) Proben nicht mehr stimmen. Somit wurde von STACEY & KRAMERS (1975) ein zweistufiges Blei-Entwicklungsmodell publiziert (Abb. 6). Nach diesen Autoren entwickelte sich das Blei in einem Zeitraum von 4,75 Ga bis 3,7 Ga in einem Reservoir mit einheitlichen Isotopenverhältnissen ($\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 7,912$ und $\omega = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} = 32,208$). Ab 3,7 Ga entwickelte sich Blei durch chemische Differentiation im Erdmantel, ferner durch Krustenbildung und schrittweise Akkretion zu seiner heutigen Zusammensetzung ($\mu = 9,735$ und $\omega = 36,837$).

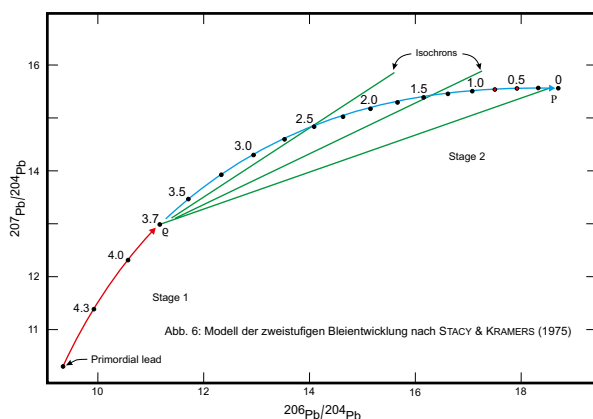


Abb. 6: Modell der zweistufigen Bleientwicklung. STACY & KRAMERS (1975)

Isotop	Häufigkeit (%)	Halbwertszeit $t_{1/2}$	Zerfallskonstante
^{238}U	99,274	$4,468 \times 10^9 \text{ a}$	$1,55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$
^{235}U	0,72	$0,7038 \times 10^9 \text{ a}$	$9,8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$
^{234}U	0,006	$2,47 \times 10^5 \text{ a}$	$2,806 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$
^{232}Th	100	$14,010 \times 10^9 \text{ a}$	$4,9475 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$

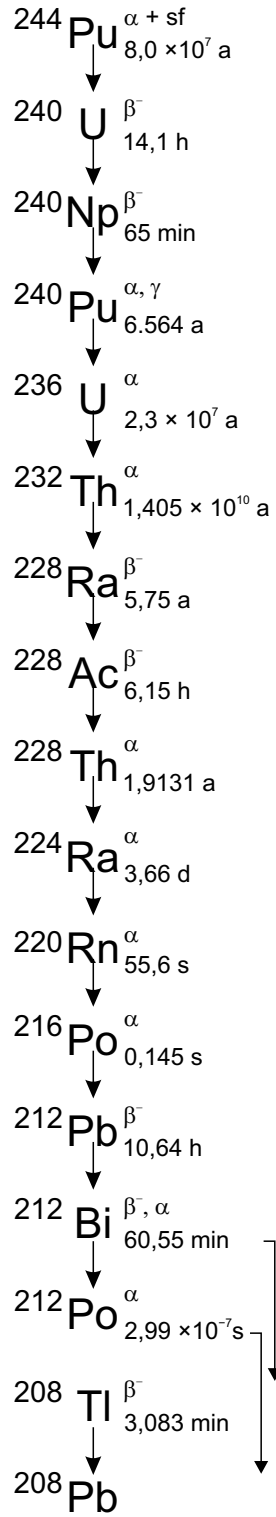
Tab 1: Häufigkeit, Halbwertszeiten und Zerfallskonstanten der Uran-Isotope, sowie des Thorium-Isotops 232 (Isotope ^{238}U , ^{235}U und ^{232}Th nach STEIGER & JÄGER 1977; ^{234}U nach LEDERER et al. 1967).

Tab. 2 (r): Übersicht über die natürlichen Umwandlungsreihen mit Zerfallsarten der einzelnen Zwischenprodukte. Die Halbwertszeiten geben die „Kurzlebigkeit“ einiger Isotope in den Zerfallsreihen wieder. (NOMEN NESCIO 2013a–c)

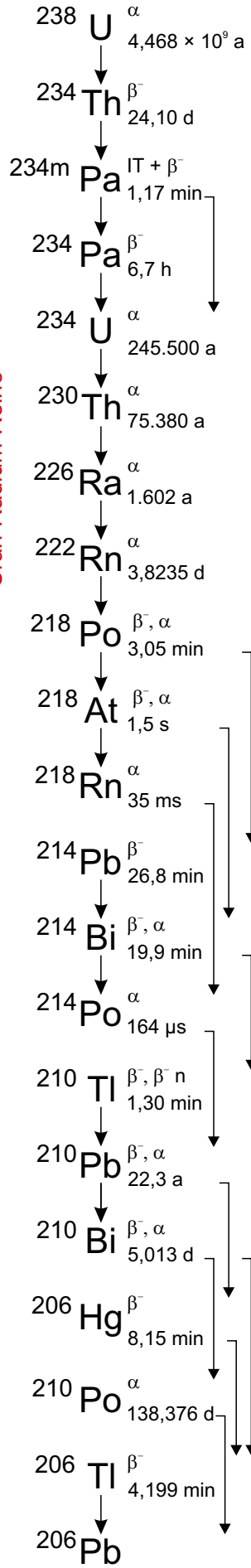
Bsp.: Bismut-212 zerfällt unter Emission von β^- -Strahlen in ein Polonium-212-Nuklid, zugleich bei freierwerdender α -Strahlung in das Tellur-208-Nuklid. Die Halbwertszeit beträgt 60,55 min.



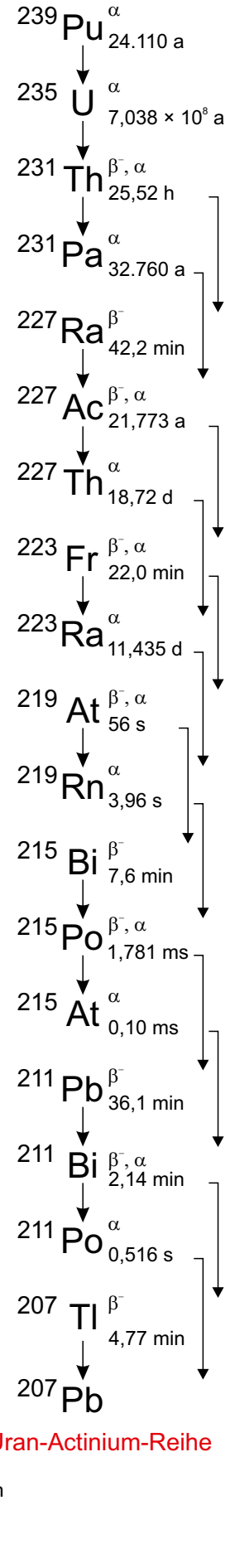
Thorium-Reihe



Uran-Radium-Reihe



Uran-Actinium-Reihe



2.1.4. Konkordia-Darstellung

Durch den Zerfall von Uran in zwei unabhängigen Zerfallsreihen erhält man zwei Geochronometer. In einem geschlossenen System sollten demnach, unter Berücksichtigung aller nötigen Korrekturen (Massendiskriminierung, initiales Blei), zwei identische Alter berechnet werden können. Stimmen diese Alter tatsächlich überein, so bezeichnet man diese als konkordant. In dem von WETHERILL (1956) eingeführten Konkordia-Diagramm liegen diese Alter auf der Konkordia-Kurve.

Die Konkordia-Kurve ergibt sich aus Einsetzen der Zeit t in die beiden Gleichungen [14] und [15]. Die Lösungen der Gleichungen werden in einem Diagramm aufgetragen, dessen Achsen die Verhältnisse $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ wiedergeben.

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = e^{\lambda_{238}t} - 1 \quad [14]$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} = e^{\lambda_{235}t} - 1 \quad [15]$$

Solange das betrachtete System geschlossen bleibt, liegen die U/Pb-Verhältnisse auf der Konkordia-Kurve. Da die U/Pb-Verhältnisse nur selten übereinstimmende Alter ergeben, sind diskordante Alter wesentlich häufiger.

2.1.5. Diskordante Alter von Zirkonen

Die Ursachen für eine Diskordanz können vielfältig sein. Häufig wird ein Bleiverlust, verursacht durch eine zumindest teilweise Öffnung des Systems, angenommen. Ausführliche Diskussionen dazu finden sich bei HEAMAN & PARRISH (1991) sowie MEZGER & KROGSTAD (1997). Diese Autoren gehen von einer Schließungstemperatur für Zirkone aus, welche bei über 800 °C liegt. Hohe Schließungstemperaturen machen eine Öffnung des Systems durch Metamorphose unwahrscheinlich. Häufig ist auch dem Bleiverlust kein geologisches Ereignis zuzuordnen. Es ist daher eher davon auszugehen, dass Zirkone bei Prozessen im Bereich niedriger Temperaturen durch äußere Einflüsse alteriert werden und hierbei durch Leaching einen Bleiverlust erfahren.

Auch der Radioaktive Zerfall von Atomen im Kristallgitter und die damit verbundene Emission von Helium-Kernen (α -Teilchen) kann als (indirekte) Ursache für einen Bleiverlust herangezogen werden. Die Zerstörung des Gitters durch die Helium-Kerne ist ab einer Temperatur von unter ca. 600 °C irreparabel. Solche Zirkone werden als metamikt bezeichnet. Durch Fluideinwirkung kann bei ihnen relativ leicht das Blei ausgelaugt werden.

Eine weitere Interpretation der Diskordanz ist die Bildung eines „Mischalters“. Aus SHRIMP-Analysen ist bekannt, dass manche Zirkone zonar gewachsen sind und eine diskrete Alterszonierung besitzen. Eine Diskordia-Gerade ist somit eine Mischungslinie unterschiedlicher, im Zirkon „gespeicherter“ konkordanter Alter. Somit kann der obere Schnittpunkt mit der Konkordia als Wachstum des Kernes, der untere als neue Wachstumsphase interpretiert werden. Diese Interpretation setzt jedoch voraus, dass die betrachteten Zirkone nur zwei Wachstumsphasen erlebt haben.

2.2. LA-ICP-Massenspektrometrie

2.2.1 Plasmaquelle

Um die Isotopenzusammensetzung der Probe mit dem Massenspektrometer bestimmen zu können, muss diese zuerst verdampft (atomisiert) und ionisiert werden. Dies geschieht durch Plasmaprozesse in einer induktiv gekoppelten Plasmaquelle (ICP, inductively coupled plasma).

In der Plasmaquelle des Massenspektrometers wird durch einen hochfrequenten Spulenstrom elektromagnetische Strahlung erzeugt und das Plasmagas (Argon) ionisiert. Die Probe wird in der Plasmafackel (Abb. 7) mittels Trägergas (Helium) in das Plasma eingeleitet. Hierdurch wird ein repräsentativer Teil der Probe ebenfalls ionisiert und erreicht den Plasmazustand.

Für die Energieübertragung ins Plasma konnte bisher noch keine genaue Erklärung gegeben werden, da hierfür eine Echtzeitcharakterisierung des Plasmas erforderlich wäre, was im Falle von gepulsten Ionenquellen schwierig

wäre. Um die Vorgänge während der Plasma-bildung zu beschreiben können aber mathematische Näherungsmethoden verwendet werden. Hauptprozesse in stationären Plasmaquellen, wie der ICP, sind die Elektronenstoßionisation ($M + e^- \rightarrow M^+ + 2e^-$) und die PENNING-Ionisation durch hochangeregte Argon-Atome ($M + Ar^* \rightarrow M^+ + e^- + Ar$). Unter der Annahme, dass das Plasma sich in einem lokalen thermischen Gleichgewicht befindet, kann der Grad der Ionisierung eines Elements aus der SAHA-Gleichung berechnet werden:

$$\frac{n_+}{n} = \frac{1}{n_e} \left[\frac{2\pi m_e kT}{h^2} \right]^{3/2} \frac{Q_+}{Q_0} \exp\left(-\frac{I}{kT}\right) \quad [16]$$

n und n_+ = Atom- bzw. Ionenzahl; n_e = Elektronendichte; m_e = Masse des Elektrons; k = BOLTZMANN-Konstante ($8,6167 \times 10^{-5}$ eV/K); T = Temperatur; h = PLANCK-Konstante ($4,1357 \times 10^{-15}$ eVs); Q_+ und Q_0 = Zustandssummen des Ions bzw. des neutralen Atoms; I = Ionisationspotential des Elements

2.2.2. Ionentrennung und Ionennachweis

Nach der Ionisierung im Plasma werden die Ionen in einem nachgeschalteten Hochspannungsfeld beschleunigt. Durch das Eintreten der Ionen in ein Magnetfeld werden diese auf eine Kreisbahn abgelenkt.

Der Bahnradius kann aus der Gleichsetzung der Beträge der Kraft des Magnetfeldes ($F = qvB$, Lorentzkraft) und der Zentripetalkraft der Kreisbewegung ($Fz = mv^2/r$) gemäß des zweiten NEWTONSchen Gesetzes berechnet werden.

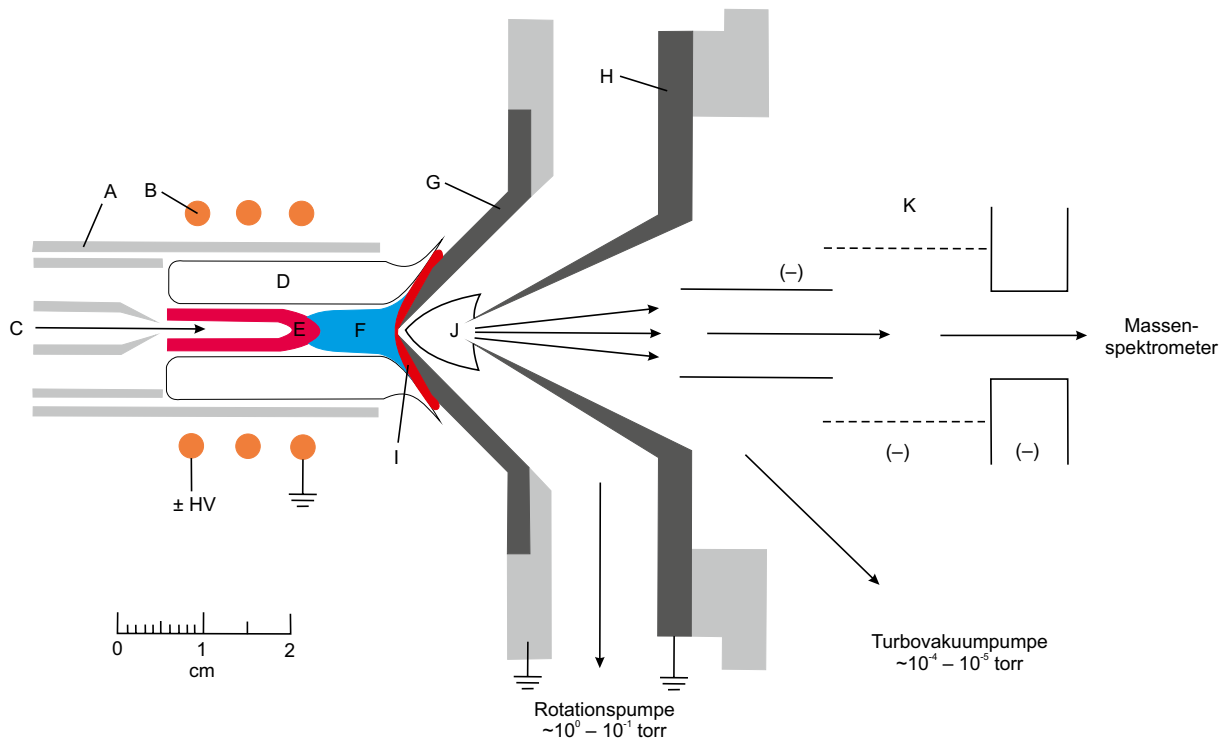
$$qvB = \frac{mv^2}{r} \quad [17]$$

q = Ladung des Teilchens; v = Geschwindigkeit; B = magnetische Flussdichte; m = Masse des Teilchens; r = Bahnradius

Für den Bahnradius r gilt damit:

$$r = \frac{mv}{qB} \quad [18]$$

Abb. 7: ICP-Quelle und *sampling interface*. Rot emittierender Bereich des Plasmas durch aus angeregte oder oxidierte Ionen der Probe. Blau emittierender Bereich des Plasmas aus einfach geladenen Ionen der Probe.



A) Plasmafackel, B) Spule, C) in den Axial-Kanal injizierte Probe, D) Induktionszone des Plasmas, E) initiierte Strahlungszone des Plasmas, F) Analyse-Zone des Plasmas, G) Nickel-Kegel mit Probenöffnung an der Spitze, H) Skimmer-Kegel, I) um die Probenöffnung abgelenkte Grenzschicht aus Plasma-Gas, J) sich ausdehnender Strahl aus Proben-Gas des Plasmas, K) ionenoptische Linsen. Verändert nach HOUK (1986).

Die kinetische Energie der Ionen nach Durchlaufen des Spannungsfeldes ist mit folgender Gleichung zu beschreiben:

$$\frac{1}{2}mv^2 = q\Delta\varphi = E_{\text{kin}} \quad [19]$$

$\Delta\varphi$ = Potentialgefälle des Spannungsfeldes

Durch das Kombinieren der Gleichungen [18] und [19] lässt sich die Geschwindigkeit als eine unbekannte Größe eliminieren. Dazu wird Gleichung [18] nach v aufgelöst und quadriert.

$$v^2 = \frac{r^2 q^2 B^2}{m^2} \quad [20]$$

Einsetzen in Gleichung [18] und Auflösen nach m/q ergibt die Massenspektrometer-Gleichung:

$$\frac{m}{q} = \frac{B^2 r^2}{2\Delta\varphi} \quad [21]$$

Für den Bahnradius r ergibt sich daraus:

$$r = \sqrt{\frac{2m\Delta\varphi}{qB^2}} \quad [22]$$

(TIPPLER 1994)

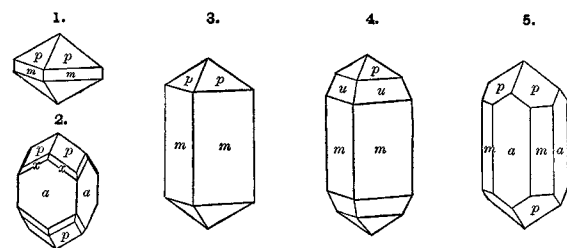
Aus Gleichung [22] geht hervor, dass der Bahnradius bei Teilchen gleicher Ladung nur durch deren Masse beeinflusst wird. Je größer dabei die Masse ist, desto größer ist der Radius.

Der Nachweis der Elektronen erfolgt mittels Sekundärelektronenvervielfacher (SEV). Dieser ist geeignet auch noch kleinste Signalintensitäten (10^{-20} – 10^{-14} A) zu messen. Der SEV ist ein Verstärker mit einem geringen Rauschen und einer hohen Empfindlichkeit. Er besteht aus einer Reihe von Dynoden, welche mit einem Kollektor oder einer Anode endet. Die auf die erste Dynode auftreffenden Teilchen erzeugen Sekundärelektronen und werden zur nächsten Dynode beschleunigt. Dieser Prozess wiederholt sich an jeder Dynode und setzt sich bis zur Anode fort. Der schließlich an der Anode erzeugte Anodenstrom wird elektronisch verstärkt und in einem Impulszählmodus an einen Impulshöhendiskriminator geleitet. Alle über einer Grundswellenspannung liegenden Impulse werden von einem Zählgerät registriert. Die Zählrate bleibt über eine Spanne von 5 bis 6 Größenordnungen linear. (GIJBELS & ADRIAENS 2000)

2.3. Zirkon

Der Name leitet sich aus dem Persischen „Zargum“ her. Dabei bedeuten „zar“: Gold und „gum“: Farbe (BOENIGK 1983).

Zirkon zählt nach STRUNZ (1957) zu den Nesosilikaten (silikatische Inselstrukturen). Es besteht größtenteils aus Zirkoniumsilikat ($\text{Zr}[\text{SiO}_4]$), wobei das Element Zirkonium bis zu einem gewissen Grad durch Thorium, Uran, und Hafnium diadoch ersetzt sein kann.



Figs. 1-5, Common forms.

Abb. 8: Typische Kristallformen für Zirkon, aus Dana (1892).

Das Mineral kristallisiert im tetragonalen Kristallsystem in der Kristallklasse $4/m\ 2/m\ 2/m$ (ditetragonal-dipyramidal) (Abb. 8). Die Kristalle weisen oft eine Kombination des tetragonalen Prismas $\{101\}$ oder $\{110\}$ mit der tetragonalen Bipyramide $\{101\}$ auf. Eine unvollkommene Spaltbarkeit ist nach der Gitterebene (100) ausgebildet. Die Farbe des Zirkons reicht von farblos (die Regel), über braun, rot bis orange und sehr selten grün. Zirkone besitzen Diamant- oder Fettglanz. Das Mineral bricht muschelig und besitzt eine Härte (MOHS) von 7,5. Die Dichte von $4,6$ – $4,7\ \text{g/cm}^3$ ist relativ hoch. Durch Metamiktisierung (Zerstörung des Kristallgitters durch radioaktiven Zerfall) können Härte und Dichte jedoch merklich abnehmen.

Zirkone sind in magmatischen Gesteinen weit verbreitet. Häufige Vorkommen sind in Nephelinsyeniten und Pegmatiten, in welchen sie auch lagerstättenkundliche Bedeutung erlangen können. Als Schwermineral kommen Zirkone auch in Seifen und Sedimentgesteinen vor (MATTHES 1996).

2.4. Aufbereitung der Proben

Alle Proben der vorliegenden Arbeit wurden am Institut für Geowissenschaften der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg aufbereitet.

Die Präparation für die LA-ICP-MS-Analysen (das Einharzen und Polieren der Mounts) erfolgte über das Institut für Geowissenschaften der Goethe-Universität in Frankfurt.

2.4.1. Grobaufbereitung

Jede Probe wurde zunächst gereinigt und von angewachsenen Moosen, Flechten sowie Verwitterungskrusten weitgehend befreit. Anschließend wurde sie mit einem Hammer auf etwa faustgroße Stücke zerschlagen und diese mit einem Backenbrecher (Retsch Typ BB 3) auf eine Korngröße von etwa 10 mm zerkleinert.

Danach wurden die Körner in einer Scheibenmühle (Fritsch Pulverisette® 13) durch verringern des Abstandes der Scheiben sukzessive auf eine Korngröße unter 1 mm zerkleinert. Der Vorzug der Scheibenmühle gegenüber dem Backenbrecher besteht darin, dass hierbei die Minerale entlang ihrer Korngrenzen aus dem Verband gelöst werden und somit weitgehend von Verwachsungen befreit sind.

Das so erhaltene Gesteinspulver wurde im nächsten Schritt auf einem Nass-Rütteltisch (Wilfley® Table der Firma Outokumpu Technology) geschlämmt. Durch die horizontale Rüttelbewegung und das gleichzeitige, senkrechte Spülen mit Wasser, erfolgt eine Anreicherung der Schwerminerale von 80–90 %. Die Trennung erfolgt hierbei sowohl nach der Dichte, als auch nach der Kornform. Das abgetrennte Schwermineralkonzentrat wurde anschließend bei geringen Temperaturen in einem Trockenschrank getrocknet.

2.4.2. Mineralseparation und picken der Mounts

Das aus der Grobaufbereitung erhaltene Schwermineralkonzentrat wurde durch Dich-

tetrennung (Sink-Schwimm-Aufbereitung) weiter fraktioniert. Die Trennung erfolgte mit einem Scheidetrichter. Als Schwereflüssigkeit wurde im ersten Trennungsgang Bromoform (CHBr_3 ; $\rho = 2,87 \text{ g/cm}^3$) benutzt. Die Minerale mit einer Dichte niedriger als $2,87 \text{ g/cm}^3$ schwammen auf, die Minerale mit einer höheren Dichte setzten sich ab. Die sedimentierte, schwere Fraktion wurde anschließend nach dem magnetischen Verhalten ihrer Minerale mit einem Frantz®-Magnetscheider (Modell LB-1) in unterschiedliche diamagnetische Fraktionen und eine paramagnetische Fraktion getrennt. Bei diesem Verfahren macht man sich die unterschiedlichen magnetischen Suszeptibilitäten der Minerale zu Nutze. Durch Verändern des Spulenstromes am Magnetscheider erhält man zwei Anreicherungen, eine paramagnetische Fraktion und ein Konvolut aus Zirkonen und anderen diamagnetischen Mineralen. Zirkone sind in der Regel nicht magnetisierbar.

Mit dieser an Zirkonen angereicherten diamagnetischen Fraktion erfolgte anschließend eine zweite Schweretrennung – wie oben beschrieben – mit Diiodmethan (CH_2I_2 ; $\rho = 3,35 \text{ g/cm}^3$) als Schwereflüssigkeit.

Die zur Analyse benötigten Minerale wurden anschließend von Hand mit einer Picknadel unter dem Binokular ausgelesen und in einem Kunststoffring auf einem mit doppelseitiger Klebefolie präpariertem Objektträger fixiert. Zur endgültigen Fertigstellung der Mounts wurde der Kunststoffring mit Kunstharz ausgegossen, der Objektträger nach dem Aushärten des Harzes samt Klebefolie entfernt und die Probe poliert.

In jeden Mount wurden 20 Zirkone aus 4 Proben gepickt.

2.5. Analytik

Die Anfertigung der Kathodolumineszenzbilder sowie die massenspektrometrischen Untersuchungen der Proben erfolgte am Mineralogischen Institut für Geowissenschaften der Goethe-Universität in Frankfurt.

2.5.1. Kathodolumineszenzbilder

Um Aufschluss über die internen Texturen der zu analysierenden Zirkone hinsichtlich ererbter Kerne sowie Wachstumszonierung zu erhalten und um die Ablationspunkte für die Massenspektrometrie festzulegen, wurden Kathodolumineszenzbilder (CL-Bilder) der Zirkone angefertigt. Auch können erste Abschätzungen hinsichtlich der U/Th-Gehalte getroffen werden, da diese in der Regel in Bereichen dunkler Lumineszenz höher als in hellen Bereichen sind, was auf eine späte Rekristallisation hinweist. Verwendet wurde für die CL-Bilder eine Elektronenstrahlmikrosonde Superprobe JXA-8900 der Firma Jeol.

2.5.2. U-Pb-Datierung

In dieser Untersuchung wurden 154 Zirkon-Körner mittels der LA-ICP-MS Technik an einem Thermo-Scientific™ Element2 Sektorfeld-Massenspektrometer mit einem NewWave™ UP-213 Ultraviolett Laser datiert. Das Massenspektrometer ist ein Einzelkollektor-Sektorfeld-Induktiv gekoppeltes Plasma-Massenspektrometer mit einer reverse NIER-JOHNSON Geometrie. Das heißt dem magnetischen Analysator (Magnetic Sector Analyser) hinter der Ionenquelle folgt ein zweites, elektrostatisches Analysator-Feld (Electrostatic Sector Analyser). Dieses ESA dient als Energie-Filter und wirkt vergleichbar dem MSA (siehe auch Kapitel 2.2.2. Ionentrennung). Jedoch werden hierbei die Ionen durch den Potentialunterschied zwischen zwei gekrümmten und sich gegenüberliegenden Leiterplatten, welche sie passieren müssen, abgelenkt.

Die Ablation der Probe erfolgte in situ mittels eines NewWave™ UP-213 Lasers, einem leistungsstarken, tief ultravioletten Nd:YAG-Laser zweiter Generation, welcher eine hohe Absorption an opaken und transparenten Materialien liefert und nach der Ablation ebene Krater hinterlässt. Durch die niedrige Wellenlänge von UV 213 nm wird, verglichen mit einem 266 nm Laser, eine feinere und gleichmäßigere Partikelverteilung während der Ablation erreicht, wodurch eine bessere Transporteffizienz erreicht wird. Der Nd:YAG-Laser besitzt

einen Kristallstab aus Yttrium, Aluminium und Sauerstoff mit einer Anreicherung bis zu 3 Gew.-% Dineodymtrioxid [$\text{Nd:Y}_3\text{Al}_5\text{O}_{12}$] und liefert eine Wellenlänge von 1064 nm. Die Wellenlänge von 213 nm des Laserstrahls wird durch Frequenzvervierfachung über drei harmonisch schwingende Kristalle innerhalb eines optischen Resonators erzeugt. (JACKSON 2001)

Die Ablation der Probe erfolgte in Helium-Atmosphäre in einer Laserablationszelle mit einem Volumen unter 3 cm^3 . In dem tränenförmigem Strömungsbereich der Zelle sind sowohl Probe, als auch Zirkonreferenzstandard hintereinander montiert. Durch laminares Strömen des Heliums (0,1 bis 0,3 l/min) über Standard und Probe hinweg wird eine Kontamination vom Standard auf die Probe vermieden. Erst kurz vor dem Eintritt in das ICP-MS wurde das Trägergas Helium aus der Probenzelle mit Argon (1 l/min) vermischt.

Im Massenspektrometer wurden im „peak jumping mode“ – das heißt nicht nur am Maximum, sondern über mehrere Punkte des Peaks hinweg – die Isotopenmassen ^{202}Hg , ^{204}Hg zusammen mit ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{235}U und ^{238}U gemessen. Die Ablationszeit des 30–20 μm großen Laser-Spots lag bei 60 s. Die Integrationszeit zwischen den Einzelmessungen über die Messspitze hinweg betrug 1,8 s, was einer Integration über etwa 30 Messungen entspricht.

Niedrige Blei- und Quecksilber-Gehalte im Untergrund des Gasdurchflusses sind durch Reinigen der Ablationszelle mit Aceton, dem Einbau kurzer Schläuche für den Gastransport, dem Entfall des regulären Ventilsystems des Lasers, sowie der ausschließlichen Verwendung neuer Verbrauchsteile im Plasma Interface (Skimmer, Konusse, etc.) für die U-Pb-Methode erreicht worden. Somit ist eine Korrektur für gewöhnliches Blei nur notwendig, wenn das Signal des ^{204}Pb , nach den Korrekturen für Interferenz mit ^{204}Hg und dem Untergrund, oberhalb der Nachweisgrenze von 20 Zählern pro Sekunde liegt. Letztere ergibt sich aus dem Quecksilber-Gehalt des Trägergases und der Genauigkeit, mit welcher das ^{202}Hg und somit das interferierende ^{204}Hg während der Analyse bestimmt werden kann.

Die Originaldaten wurden mit Hilfe einer Excel®-Tabellenkalkulation, entwickelt von AXEL GERDES (Goethe-Universität Frankfurt, Inst. Geowissenschaften), verarbeitet. Über die Normalisierung auf den Zirkonreferenzstandard GJ-1, welcher während der Analyse unter den gleichen Bedingungen wie die Probe gemessen wurde, wurden die durch den Laser induzierte Elementfraktionierung und die Massenfraktionierung des ICP-MS korrigiert. Die ID-TIMS-Daten für den Standard GJ-1 sind mit einem $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von $599 \pm 0,8$ Ma (2σ) und einem $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von $608,5 \pm 0,5$ Ma (2σ) leicht diskordant (JACKSON et al. 2004).

Vor der Normalisierung der Isotopendaten auf den Standard wird die Schwankung der Elementfraktionierung (z. B. das Pb/U Verhältnis als Funktion der Ablationszeit und somit die Kratertiefe) für jeden Satz von Isotopenverhältnissen aus den Einzelspot-Analysen korrigiert. Diese Korrektur erfolgt mittels einer linearen Regression über alle gemessenen Verhältnisse, wobei einige Ausreißer ($> \pm 2$ SD; engl. standard deviation: empirische Standardabweichung) eliminiert und der Schnittpunkt der y-Achse als initiales Ausgangsverhältnis gewertet werden. Unter Idealbedingungen liegt der Anteil der Ausreißer unter 10 % der Rohdaten. Dringt der Laser jedoch in Bereiche mit unterschiedlichen U/Pb Verhältnissen ein (z. B.: Epoxykunstharz, Mineraleinschlüsse

im Zirkon, Bereiche mit Bleiverlust durch Metamiktisierung oder Rissbildung), nimmt die Zahl der Ausreißer zu. Durch aufmerksames Beobachten der Signalstärke während der Ablation sind ungewöhnliche Ausreißer frühzeitig erkenn- und vermeidbar.

Die Reproduzierbarkeit (2σ) des GJ-1-Zirkonreferenzstandards liegt bei 0,7 % für das $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnis und bei 0,6 % für das $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnis.

Der Messfehler jeder Analyse eines Probenzirkons wurde mit der externen Reproduzierbarkeit aus 7 oder 13 Messungen des GJ-1-Zirkonreferenzstandards innerhalb einer Messsequenz mit bis zu 55 Proben aus 15 bis 42 Zirkonen mittels quadratischer Addition fortgepflanzt.

Die Konkordia-Diagramme wurden mit dem Programm Isoplot/Ex 3.41b (LUDWIG 2003) berechnet und dargestellt.

Neben dem bereits oben erwähnten Konkordia-Diagramm von WETHERILL (1956) wird zur Darstellung der Zirkon-Alter auch das Tera-Wasserburg-Diagramm (TERA & WASSERBURG 1972) benutzt. Hierbei werden die $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ gegen die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Verhältnisse abgetragen, wodurch eine detailliertere Darstellung jüngerer Alter auf der Diskordia erreicht wird.

3. Probenbeschreibungen und Ergebnisse der geochronologischen Untersuchungen

3.1. Allgemeines zur Probenbeschreibung

Die folgenden Probenbeschreibungen gliedern sich für jede Probe in eine kurze Beschreibung des geologischen Rahmens bzw. der Probenlokalität sowie eine makroskopische und mikroskopische petrologische Beschreibung.

Anschließend folgen jeweils die geochronologischen Ergebnisse der zuvor beschriebenen Probe und eine kurze Beschreibung der zugehörigen Kathodolumineszenz-Aufnahmen (KL-Aufnahmen).

Fototafeln der Dünnschliffe und KL-Aufnahmen befinden sich im Anhang (Taf. 1 bis 11).

3.1.1. Petrologische Beschreibungen

Die Korngrößenangaben der Dünnschliffbeschreibungen beziehen sich auf TEUSCHER (1933) und die Erweiterung dazu nach WIMMENAUER (1985); die quantitativen Angaben zum Mineralbestand wurden mittels Verteilungstafeln abgeschätzt; die Anorthitgehalte der Plagioklase wurden, soweit möglich, nach der Zonenmethode von RITTMANN bestimmt.

Die Unterscheidung der Proben zwischen Augengneis und Porphyroid ist, aufgrund der starken tektonischen Beanspruchung, problematisch. Als eindeutiges Kriterium für einen Porphyroid wird daher das Auftreten magmatischer Korrosionsbuchten an Quarzen im Dünnschliff herangezogen, für ein Augengneis das Vorkommen von mindestens 10 mm großen Feldspateinsprenglingen. Weiterhin weisen die Porphyroide im Vergleich zu den Augengneisen eine geringere Korngröße und einen geringeren Feldspatanteil auf.

3.1.2. Geochronologische Untersuchungen

Für die geochronologischen Untersuchungen wurden acht Proben aufbereitet und analysiert. Eine grobe Übersicht über die Herkunft der Proben gibt Abbildung 3 in Kapitel 1.4. In nahezu

allen Proben fanden sich ausreichend Zirkone für die Analyse. Lediglich Probe AB 75 enthält deutlich weniger und zudem kleinere Zirkone als die übrigen Proben.

Für die Analysen wurden aus jeder Probe insgesamt 20 sowohl lang- als auch kurzprismatische, möglichst klare Zirkone gepickt. Die Farbe der Zirkone variiert von farblos über blassrosa bis rotbraun. Die Korngrößen der analysierten Minerale liegen überwiegend zwischen 150 und 250 μm .

Jedem gepickten Zirkon wurde eine vierstellige Nummer zugewiesen, hierbei geben die ersten zwei Stellen die Probennummer an, die letzten beiden sind eine fortlaufende Nummerierung. Die Ablationspunkte auf den Zirkonen wurden, bei mehreren Messungen an einem Kristall, mit a1, a2 und a3 indiziert und an die Nummer der Kristalls angehängt (zum Beispiel: 7003a1). Die genaue Lage der Ablationspunkte auf den Zirkonen mit den zugehörigen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Altern sind den Tafeln 1 bis 8 im Anhang zu entnehmen.

Nicht alle gepickten Zirkone wurden mit dem Massenspektrometer analysiert. Zwei Kristalle sind während der Präparation verloren gegangen; nach der Präparation nur noch reliktsch vorhandene Kristalle wurden bei einigen Messungen ausgelassen.

Die Analysen einiger Zirkone zeigen, im Vergleich zu ihrem Rand, einen scheinbar zu jungen Kernbereich. Meist liegen diese Alterspaare (junger Kern vs. alter Rand) jedoch dicht beieinander und sind im Fehler nahezu gleichaltrig, können sich aber auch um mehrere Ma voneinander unterscheiden, wie die Zirkone 7701 und 7716 zeigen. Als Ursache für die scheinbar „jungen“ Kerne ist von einem Bleiverlust entlang von Rissen auszugehen, welcher die Randbereiche des Kornes weniger stark oder gar nicht beeinflusst hat. Einige der betroffenen Zirkone zeigen auch eine deutliche Alteration, welche die Kernbereiche angelöst

hat und somit Wegsamkeiten für einen Bleiverlust aus dem Kern, durch den Randbereich hindurch, geschaffen hat. Konkordante Alter scheinbar zu junger Kerne sind als Zeitpunkt des Bleiverlustes zu interpretieren. Es ist nicht auszuschließen, dass ein Bleiverlust zu einer vollständigen Rücksetzung des U-Pb-Systems im Korn geführt hat.

Analysen mit scheinbar jüngeren Kernbereichen und älteren Rändern finden sich auch in der Literatur, beispielsweise bei GERDES & ZEH (2009).

3.2. Probe AB 70 – Augengneis vom Hackltal

3.2.1. Probenbeschreibung AB 70

Die Augengneis-Probe stammt aus einem Bachriss im oberen Hackltal zwischen Auf-
fach und Schwarzenau, südsüdwestlich des Turmkogels (UTM-Gitterkoordinate ÖK 50

Bl. 120 (Wörgl): 32T 731300/5254150 bzw. Google-Earth: 33T 278580/5253790). Der Kartierung von AMPFERER & OHNESORGE (1918) zufolge grenzt dieser Augengneis im Osten an Quarzphyllite (Innsbrucker Quarzphyllit) und im Westen an Grauwacken und phyllitischen Tonschiefer („Wildschönauer Schiefer“). Wie neuere Kartierungen von HEINISCH (2006) jedoch zeigen ist dieses Augengneisvorkommen nahezu vollständig von den Sandsteinen der Löhnersbach-Formation, also der Glemmtal-Einheit vulgo „Wildschönauer Schiefer“ umgeben (s. Abb. 9).

Das helle, kompakte Gestein hat eine graurosa bis graugrüne Farbe und ist teilweise von orangeroten bis braunen Verwitterungskrusten überzogen. Zwei Foliationen sind deutlich ausgebildet. Makroskopisch wird das Gestein vorwiegend aus Feldspat, Quarz und phyllitisch glänzenden, blaugrauen Tonschuppen gebildet. Diese sind in die Foliationsebene eingeregelt. Die bis zu 20 mm großen, weißen Feldspat-

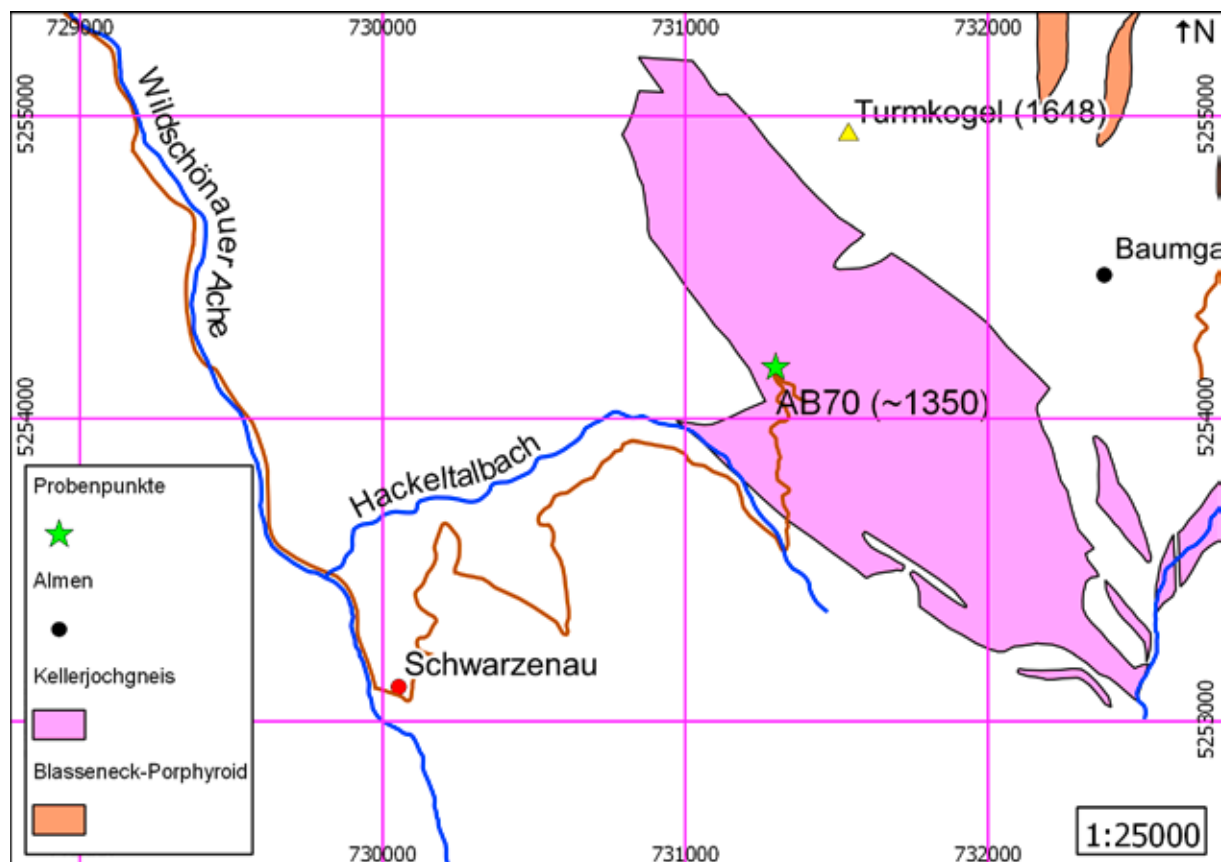


Abb. 9: Nordöstlich oberhalb von Schwarzenau liegt ein 1,4 km² großes Vorkommen von Kellerjochgneis. Probe AB 72 wurde hier um etwa 1350 m NN an einem Bachriss entnommen, der vom Turmkogel hinab ins Hackeltal entwässert. Der anstehende Kellerjochgneis grenzt an (nicht dargestellt) feinkörnigen, dünnbankigen Sandstein, Silt- und Tonstein sowie Tonschiefer (Löhnersbach-Formation), vereinzelt noch an basaltische Pyroklastika und wird teilweise von Schuttkegeln überlagert. (Kartenbasis: GEOFABRIK 2013, LAND TIROL 2006–2010, KREUSS 2008a)

augen sind gemeinsam mit den etwa 1–2 mm großen Quarzen ebenfalls eingeregelt und werden teilweise von den Tonschuppen umflossen.

Im Dünnschliff sind Kalifeldspat (40 Vol.-%), Quarz (20–25 Vol.-%), Serizit (20 Vol.-%), Muskovit (5–10 Vol.-%) und Plagioklas (5–10 Vol.-%) identifizierbar. Als Akzessorien treten Apatit, Chlorit, Zirkon und opake Erzphasen auf. Muskovit ist nur reliktmäßig erhalten und wurde größtenteils zu Serizit umgewandelt.

Die Plagioklase weisen Deformationszwillinge auf und sind zum Teil myrmekitisch verwachsen, Kalifeldspat zeigt typische perthitische Entmischungen. Bei den Quarzen lassen sich kontinuierliches, undulöses Auslöschverhalten, sowie Subkornbildung und Bulging beobachten. Die Korngrenzen großer Quarze sind nicht ausgeglichen, sondern buchtig oder gelappt. Im Dünnschliff zeigt sich, dass die Porphyroklasten polymineralische Verwachsungen sind.

Aufgrund der großen Feldspat-Augen wird dieses Gestein als Orthogneis angesehen und hat demnach ursprünglich als granitischer Pluton Platz genommen.

3.2.2. Ergebnisse AB 70

Die Kathodolumineszenz (KL)-Aufnahmen der Zirkone zeigen überwiegend oszillatorische Wachstumszonierungen. Einschlüsse älterer Kerne sind durch abgeschnittene interne Gefüge erkennbar. Zwei Zirkone (7002, 7016) weisen eine fleckige (engl. patchy), ein Zirkon (7008) eine konvolute Zonierung auf. Eine Unterbrechung der Wachstumszonierung durch teilweises Auflösen und Neuwachstum ist in den Zirkonen 7003, 7004, 7010 gut zu erkennen (siehe auch CORFU et al. 2003).

Für die Probe AB 70 wurden insgesamt 25 Messungen an 16 klaren, blassrosa Zirkonen, darunter ein langprismatischer Kristall (7019; > 300 µm), durchgeführt. Hierbei wurden von acht Zirkonen sowohl der Kernbereich, als auch die Randzone gemessen. Für fünf Messungen lassen sich, unter Berücksichtigung einer Konkordanztoleranz von ± 15 % in einem Konkordia-Diagramm keine konkordanten

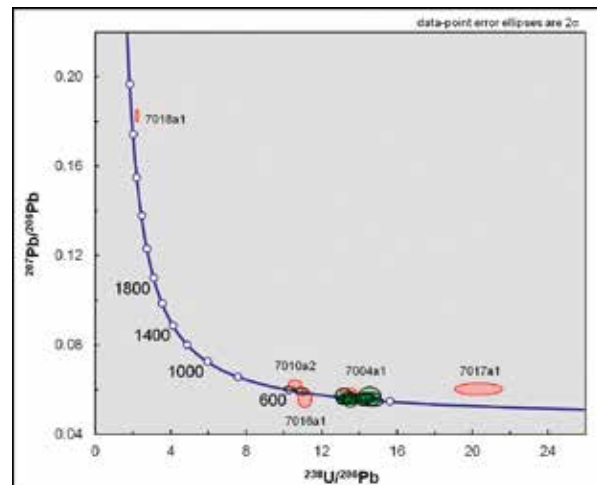


Abb. 10: Tera-Wasserburg-Diagramm aller Analysen aus Probe AB 70. Diskordante Analysen (rot), konkordante Analysen (grün).

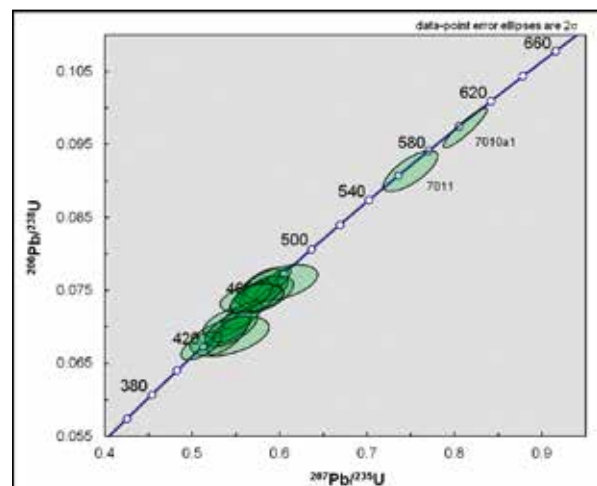


Abb. 11: Konkordia-Diagramm aller konkordanten Analysen aus Probe AB 70, im Bereich zwischen 380 und 660 Ma.

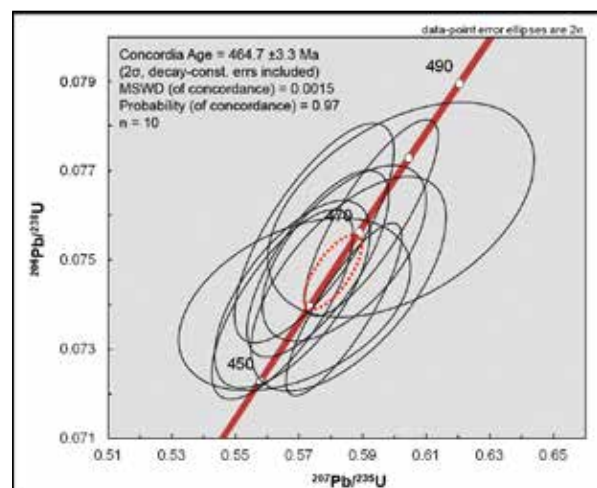


Abb. 12: Konkordia-Alter der Probe AB 70 aus 10 konkordanten Analysen.

Alter bestimmen. Die diskordanten Messungen stammen vorwiegend aus den Kernzonen der Kristalle und bilden keine gut definierte Diskordia. Ein ererbter Kern (7018a1) liefert ein diskordantes, archaisches Alter, vier weitere diskordante Kerne weisen paläozoische Alter auf. Die beiden diskordanten Messungen aus Randbereichen (7004a1, 7010a2) plotten im Konkordia-Diagramm unterhalb der Konkordia, neben ihren konkordanten Kernen (s. Abb. 10). Daher ist für diese Randbereiche ein geringer Bleiverlust anzunehmen und ihr Bildungsalter ähnlich dem des Kernes anzusiedeln. Rückschlüsse auf das Kristallisationsalter der übrigen diskordanten Kerne können aufgrund der schlecht definierten Diskordia nicht gezogen werden. Höchstwahrscheinlich sind die analysierten Kerne wesentlich früher kristallisiert, haben jedoch einen Bleiverlust noch vor dem Wachstum der Randbereiche erlitten.

Die in einem Konkordia-Diagramm geplotteten konkordanten Analysen zeigen zwei Altersgruppen. Die Kerne von zwei Zirkonen lassen ein neoproterozoisches Alter (Vendium) erkennen, den Hauptteil jedoch bilden 17 Analysen mit paläozoischen Altern. Diese zeigen zwei voneinander abweichende Altersspektren (Abb. 11). Für 10 Analysen lässt sich ein Konkordia-Alter von $465 \pm 3,3$ Ma mit einer MSWD (mean square weighted deviation) von 0,0015 berechnen (Abb. 12). Die übrigen sieben Analysen ergeben ein Konkordia-Alter von $435 \pm 6,6$ Ma. Da die MSWD für das jüngere Alter mit 7,1 jedoch deutlich größer ist, kann davon ausgegangen werden, dass diese datierten Bereiche der Zirkone metamikt sind und Blei verloren haben. Für sie ist ein ursprünglich älteres Bildungsalter anzunehmen.

Das Alter von $465 \pm 3,3$ Ma wird als Kristallisationsalter der Zirkone interpretiert und entspricht dem Intrusionsalter des granitischen Edukts der Probe. Ein Metamorphosealter für diese Probe kann ausgeschlossen werden, da die maximal grünschieferfazielle Überprägung des Gesteins nicht zum Öffnen des U-Pb-Systems im Zirkon gereicht hat. MEZGER & KROGSTAD (1997) geben für Zirkon eine Schließungstemperatur von über 800 °C an.

3.3. Probe AB 71 – Augengneis vom Zillertal

3.3.1. Probenbeschreibung AB 71

Beprobte wurde ein Augengneisvorkommen im Zillertal O Uderns, etwa 200 m südl. von Kohlstatt (32T 717000/5245200). Der hier in einem Steinbruch abgebaute Augengneis ist Teil eines größeren Komplexes, welcher sich in einer Grenzposition zwischen Innsbrucker Quarzphyllit und den Wildschönauer Schieferen befindet. Eine detaillierte und neuere Kartierung dieses Bereiches lieferte ROTH (1983). Aus dieser geht hervor, dass der Kellerjochgneis östlich des Zillertales von alpidischen Myloniten umrahmt wird. Im Norden und Osten grenzt der Komplex direkt an die überlagernden Wildschönauer Schiefer, welche nach AMPFERER & OHNESORGE (1918) noch durch einen schmalen Streifen aus Innsbrucker Quarzphyllit vom Kellerjochgneis getrennt werden. Südlich des Komplexes schließt sich der liegende Innsbrucker Quarzphyllit an. Im Zillertal wird der Komplex von talparallelen Störungen versetzt.

Das beprobte, dunkle Gestein ist von grüngrauer Eigenfarbe. Die Korngröße ist mittelkörnig. Makroskopisch sind Feldspat, Quarz und dunkle, phyllitisch glänzende Tonminerale zu erkennen. Das Gestein enthält eine Krenulation, welche durch die Intersektion zweier Foliationen verursacht wird. Eine Foliation ist deutlich durch die Orientierung der Tonminerale ausgebildet, welche ein nahezu geschlossenen Teilgefüge bilden. Die Korngröße der porphyroblastischen Augen liegt bei etwa 10–15 mm, sie bestehen aus Feldspat oder Quarz und sind in die Foliation eingeregelt.

Im Dünnschliff sind Kalifeldspat (35 Vol.-%), Quarz (30 Vol.-%), Serizit (15 Vol.-%), Plagioklas (10–15 Vol.-%), sowie Calcit (3–5 Vol.-%) und Chlorit (3 Vol.-%) zu identifizieren. Akzessorisch finden sich Apatit, Muskovit, Zirkon und opake Erzphasen. Die Kalifeldspäte zeigen typische perthitischen Entmischungen und seltener Mikroklingitter. Bei den Plagioklasen lassen sich Deformationszwillinge beobachten. Die Quarze zeigen Subkornbildung, Bulging und ein kontinuierliches, undulöses Auslösen. Bei den Quarzaugen ist eine Kornverkleinerung, einhergehend mit der Entstehung

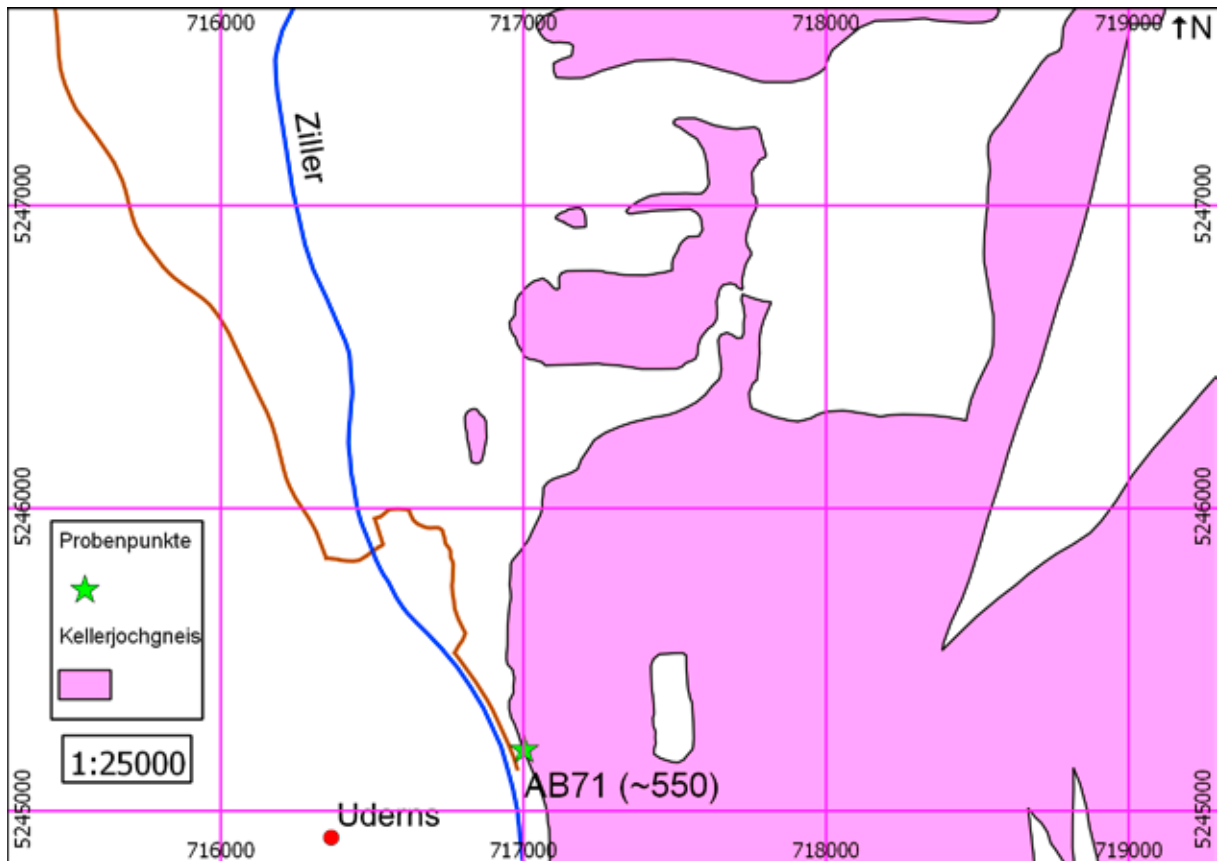


Abb. 13: Etwa 400 m östlich von Uderns liegt jenseits der Ziller ein Steinbruch, aus dem die Probe AB 71 stammt. Das ausgedehnte Kellerjochgneis-Vorkommen (10,5 km²) grenzt größtenteils an Quarzpyllit und wird im Norden durch Schwemmfächer und rezente Schuttbildungen überlagert. (Kartenbasis: GEOFABRIK 2013, LAND TIROL 2006–2010, KREUSS 2008a)

von Großwinkelkorngrenzen, zu beobachten. Biotit ist nur indirekt durch Pseudomorphosen von Chlorit nachweisbar. Muskovit findet sich nur reliktsch zwischen Serizit. Auffallend ist das Auftreten von Calcit in oder an Feldspäten, was dessen Herkunft aus der Anorthit-Komponente wahrscheinlich macht.

Die großen Porphyroblasten lassen auch für diese Probe auf eine ursprünglich plutonische Platznahme als Granitintrusion schließen, womit dieses Gestein als Orthogneis anzusprechen ist.

3.3.2. Ergebnisse AB 71

Die Kernbereiche der analysierten Zirkone sind in den KL-Aufnahmen überwiegend unzoniert oder weisen entweder eine fleckige (7104, 7106, 7117) oder konvolute (7101, 7116, 7118) Zonierung auf. Ererbte Kernbereiche mit oszillatorischer Zonierung und teilweiser Resorbierung sind in den Zirkonen 7102, 7112 und 7117 deutlich zu erkennen, abgerundete

Kernbereiche ohne Zonierung sind in 7103, 7104, 7114 und 7115 enthalten. Die jüngeren Randbereiche der Zirkone aus Phasen von Mineralneuwachstum sind unzoniert oder weisen lediglich eine schwache oszillatorische Zonierung auf.

In Probe AB 71 wurden an 20 klaren, blassrosa bis gelbbraunen Zirkonen 30 Analysen durch-

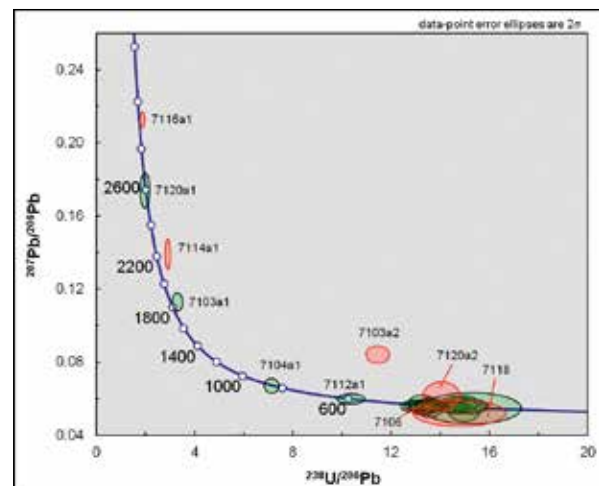


Abb. 14: Tera-Wasserburg-Diagramm aller Analysen aus AB 71. Diskordante Analysen (rot), konkordante Analysen (grün).

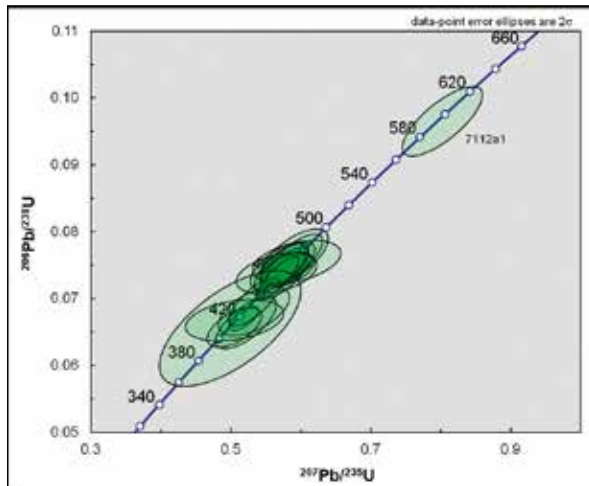


Abb. 15: Konkordia-Diagramm aller konkordanten Analysen aus Probe AB 71, im Bereich zwischen 340 und 660 Ma.

geführt. Von 10 Zirkonen wurden sowohl der Kernbereich, als auch die Randzone gemessen. Unter Berücksichtigung einer Konkordanztoleranz von $\pm 15\%$ lassen sich für sechs Analysen keine konkordanten Alter im Konkordia-Diagramm ermitteln. Eine gut definierte Diskordia lässt sich aus den diskordanten Messungen nicht bestimmen. Zwei diskordante Analysen aus den Kernbereichen zeigen archaische Alter (7114a1, 7116a1), die übrigen vier diskordanten Analysen geben paläozoische Alter wieder. Hierbei plotten drei Analysen nahe, beziehungsweise über der Konkordia. Für Analyse 7106 ist von einem Uranverlust auszugehen, da dieser Zirkon leicht oberhalb der Konkordia plottet, für Analyse 7103a2 muss von einem Mischalter durch Ablation von einem älteren, ererbten Kern und einem jüngeren Anwachsraum ausgegangen werden. Für die Analysen 7118 und 7120a2 ist ein Bleiverlust anzunehmen.

Vier Zirkone weisen ererbte Kerne mit konkordanten, präkambrischen Altern auf, darunter ein archaisches Alter von 2,6 Ga (7120a1), ein paläoproterozoisches Alter von 1,8 Ga (7103a1) und zwei neoproterozoische (7104a1, 7112a1) (s. Abb. 14). Insgesamt 20 Analysen weisen ein konkordantes, paläozoisches Alter auf und plotten auf der Konkordia in einem Bereich zwischen 470 und 420 Ma. Ein gemeinsames Konkordia-Alter ist für diese 20 Analysen nicht zu ermitteln, da zwei Maxima auf der Konkordia existieren (Abb. 15). Für 13 Analysen ist ein Konkordia-Alter von $464 \pm 4,1$ Ma, mit einer MSWD von 0,033 berechenbar (s. Abb. 16). Für sieben weitere Analysen lässt sich ein

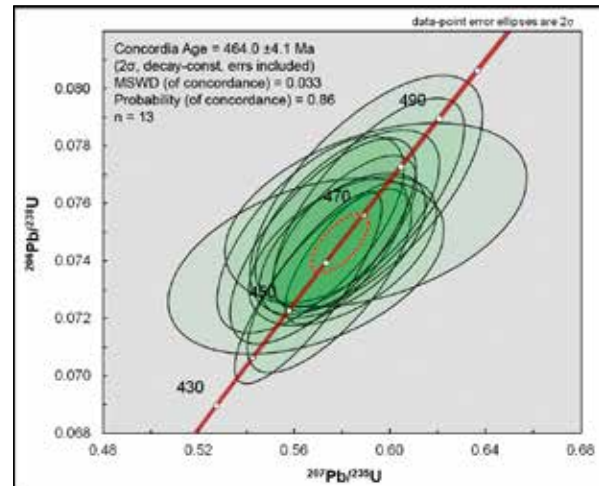


Abb. 16: Konkordia-Alter der Probe AB 71 aus 13 konkordanten Analysen.

Konkordia-Alter von $420 \pm 5,7$ Ma mit einer MSWD von 2,8 ermitteln. Da das jüngere dieser beiden Alter eine deutlich größere MSWD aufweist wird davon ausgegangen, dass diese Zirkone durch Metamiktisierung einen leichten Bleiverlust erlitten haben und ursprünglich ebenfalls um 464 Ma v. h. gewachsen sind.

Das Alter von $464 \pm 4,1$ Ma wird als Kristallisationsalter der Zirkone und als Intrusionsalter des granitischen Edukts von Probe AB 71 interpretiert. Ein Metamorphosealter wird für diese Probe ausgeschlossen, da die maximal grünschieferfazielle Überprägung des Gesteins nicht zum Öffnen des U-Pb-Systems im Zirkon ausgereicht hat.

3.4. Probe AB 72 – Porphyroid an der Unterhemermoosalm

3.4.1. Probenbeschreibung AB 72

Die Probe stammt aus einem kleinen Steinbruch an einem Forstweg nördlich der Unterhemermoosalm, südwestlich von Penningberg (33T 280255/5254785). Nach der Kartierung von HEINISCH (2006) grenzt der hier aufgeschlossene und etwa N–S-streichende, Porphyroid im Westen an sandigere Sedimente der Löhnersbach-Formation und im Osten an Tonschiefer Derselben. Folgt man dem etwa 100 m breit ausbeißenden Porphyroidzug im Streichen nach Süden, so bemerkt man, dass dieser kontinuierlich in Augengneis übergeht.

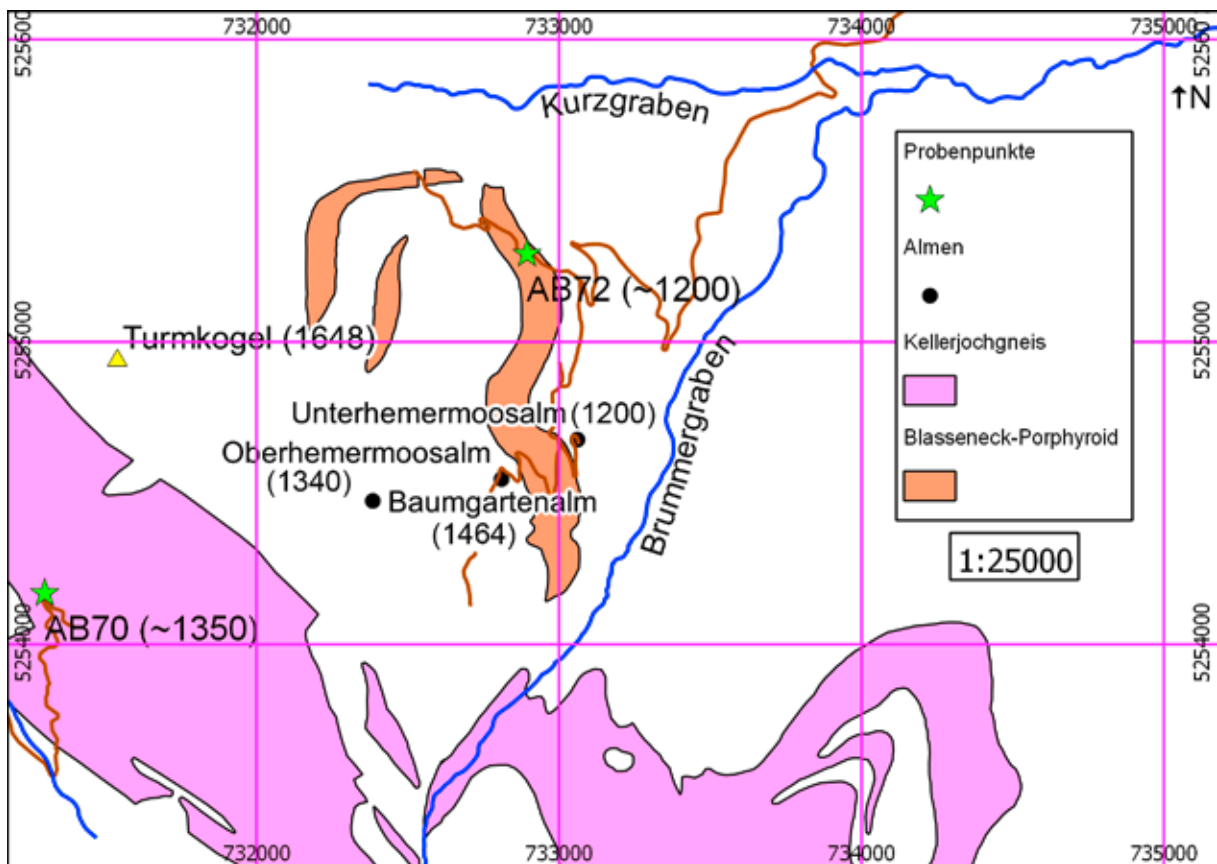


Abb. 17: Östlich vom Turnkogel liegen zwischen Brummergraben und Kurzgraben drei Areale (26,6 ha), in denen Blasseneck-Porphyröide auskartiert wurde. Zwischen den beiden Hemermoosalmen streicht von Süden nach Norden ein bis zu etwa 215 m breites Porphyroid-Band. AB 72 liegt hier in einem STB an einem Wirtschaftsweg auf etwa 1200 m NN. (Kartenbasis: Open-GEOFABRIK 2013, LAND TIROL 2006–2010, KREUSS 2008a u. b)

Das graugrüne, feinkörnige Gestein ist stark geschiefert. Makroskopisch sind 1–2 mm große, porphyroklastische, blaugraue Quarze in einer grüngrauen Schiefer-Matrix zu erkennen. Feldspat fehlt makroskopisch vollkommen. Die grüngrauen Schieferflächen glänzen phyllitisch und lösen sich schuppig ab. Das Gestein enthält mehrere Knickbänder (engl. kink bands), welche zu einer Krenulation der Schieferflächen führen.

Im Dünnschliff sind Quarz (40 Vol.-%), Muscovit (25–30 Vol.-%), Serizit (10–15 Vol.-%), Chlorit (10 Vol.-%) und Plagioklas (3–5 Vol.-%) bestimmbar. An begleitenden Akzessorien treten Apatit, Zirkon und opake Erzphasen auf. Die kontinuierliche Foliation der Probe setzt sich aus einem Wechsel von etwa 0,5 mm mächtigen Quarz- und Glimmerdomänen zusammen. Hierbei bilden die Glimmer ein geschlossenes Glimmerteilgefüge. Die Korngröße des Gesteins ist als feinkörnig zu bezeichnen. Die porphyroklastischen Quarze weisen häufig Korrosionsbuchten oder Korrosionsschläuche

auf. Weiterhin lässt sich an Quarzen undulöses Auslöschern und Drucklösung beobachten. Im konoskopischen Strahlengang zeigen die Quarze anormal zweiachsiges Verhalten. Porphyroklastische Quarze sind seitlich ausgelängt und besitzen im Druckschatten rekristallisierte kleine Quarze mit gezackten Korngrenzen. Die Plagioklase finden sich vorwiegend in den Quarzdomänen und enthalten häufig poikiloblastische Einschlüsse. Polysynthetische Verzwilligungen, sowie größere, porphyroklastische Plagioklase sind selten.

Aufgrund des Fehlens größerer Feldspat-Augen, des relativ hohen Quarzanteils in der Probe sowie der magmatischen Korrosionsbuchten an Quarzen wird dieses Gestein als Porphyroid klassifiziert.

3.4.2. Ergebnisse AB 72

Die KL-Bilder der Zirkone zeigen überwiegend oszillatorisch zonierte Kristalle, bezie-

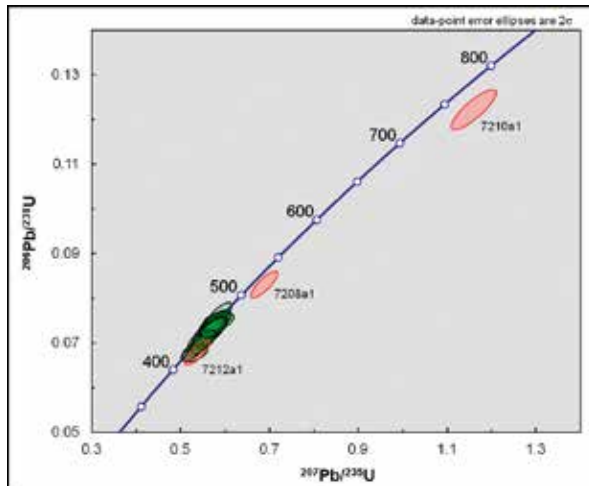


Abb. 18: Konkordia-Diagramm aller Analysen der Probe AB 72. Diskordante Analysen (rot), konkordante Analysen (grün).

hungswise Randbereiche. Eine Sektorzonierung (CORFU et al. 2003) ist bei 4 Kristallen zu erkennen (7204, 7206, 7215, 7220), auch fleckige (7211, 7213, 7218) und konvolute (7212) Zonierungen treten auf. Unterschiedliche Zonierungsarten zwischen Randbereich und Kern finden sich in fünf Zirkonen. Hier sind die Randbereiche bis auf 7210, welcher einen unzonierten Rand besitzt, oszillatorisch zoniert. Die Kernbereiche weisen eine fleckige (7205, 7207), konvolute (7208), fehlende (7209) oder oszillatorische (7210) Zonierung auf. Neben diesen fünf Zirkonen mit zum Teil eindeutig ererbten Kernbereichen ist eine partielle Resorbierung des Kristalls und ein anschließendes Neuwachstum bei 7202, 7203, 7216 und 7217 erkennbar. Junge und unverheilte, magmatische Korrosionsbuchten finden sich bei 7201, 7212 und 7213.

An 20 überwiegend langprismatischen, klaren und farblosen Zirkonen wurden 24 Analysen durchgeführt. Von vier Kristallen wurden sowohl der Kern als auch der Randbereich gemessen. Aus drei Analysen lassen sich, unter Berücksichtigung einer Konkordanztoleranz von $\pm 15\%$, keine Konkordanten Alter ermitteln. Eine verlässliche Diskordia ist aus den drei unterhalb der Konkordia plottenden Analysen der Zirkonkerne nicht zu ermitteln. Diese geben ein neoproterozoisches und zwei paläozoische Alter wieder. Das diskordante Alter aus Analyse 7212a1 plottet im Konkordia-Diagramm nahe dem Konkordanten Alter aus dem Randbereich des Zirkons. Daher wird in diesem Fall von einem Bleiverlust des Kerns zum Zeitpunkt

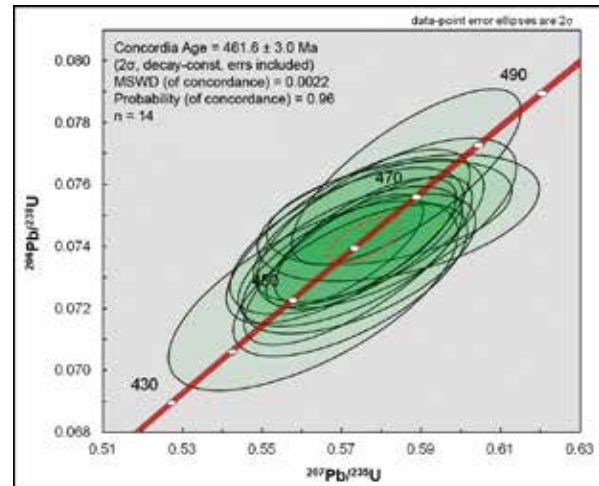


Abb. 19: Konkordia-Alter der Probe AB 72 aus 14 konkordanten Analysen.

des randlichen Neuwachstums ausgegangen (s. Abb. 18).

Die 21 konkordanten Messungen plotten im Konkordia-Diagramm in einem Bereich zwischen rund 470 und 430 Ma. Ein gemeinsames Konkordia-Alter ist aus den 21 Analysen nicht kalkulierbar, da zwei Altersmaxima auftreten (Abb. 18). Das obere Altersmaximum wird durch 14 Analysen definiert, liegt bei $462 \pm 3,0$ Ma und hat eine MSWD von 0,0022 (Abb. 19). Sieben Analysen bilden ein jüngeres Maximum mit einer MSWD von 4,2 bei $436 \pm 6,6$ Ma. Da das etwas jüngere Alter eine deutlich größere MSWD besitzt, wird für diese Zirkone von einem Bleiverlust durch Metamiktisierung ausgegangen. Das ursprüngliche Kristallisationsalter lag vermutlich ebenfalls bei etwa 462 Ma.

Das Alter von $462 \pm 3,0$ Ma wird als das Kristallisationsalter der Zirkone interpretiert und entspricht dem Ablagerungsalter des vulkanischen Edukts von Probe AB 72. Ein Metamorphosealter wird ausgeschlossen, da die zum Öffnen des U-Pb-Systems im Zirkon nötigen Metamorphosebedingungen nicht erreicht wurden.

3.5. Probe AB 73 – Kleinkörniger Augengneis (Porphyroid) von der Geisthütte

3.5.1. Probenbeschreibung AB 73

Beprobt wurde ein kleiner Aufschluss an einem Forstweg nordöstlich der Geisthütte

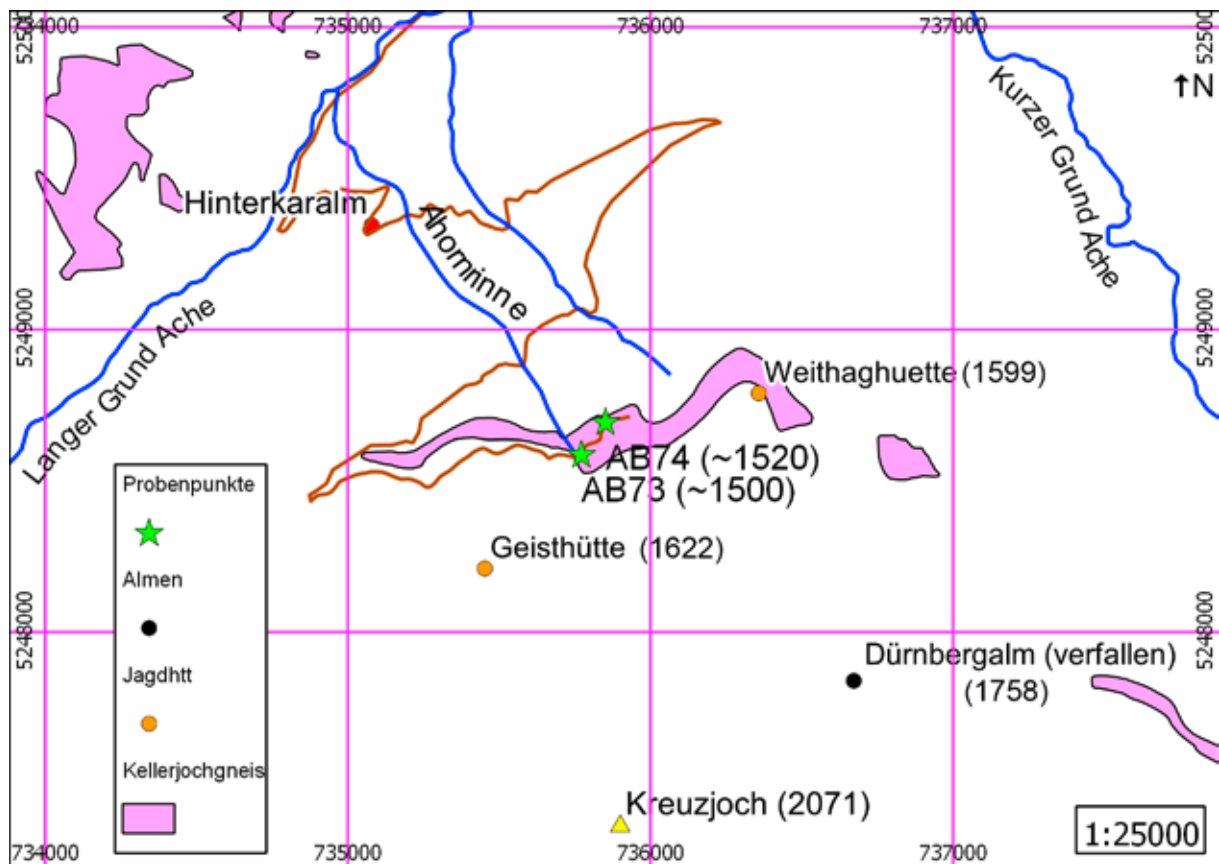


Abb. 20: Südöstlich der Hinterkaralm streicht – zwischen grobkörnigem, dickbankigem Sandstein mit untergeordneten Silt- und Tonsteinvorkommen (Schattberg-Formation) sowie eingestreuten Rutschmassen im Norden und Innsbrucker Quarzphyllit, quarzitischem Schiefer und Schwarzphyllit im Süden – ein schmales Band Kellerjochgneis von Westen nach Osten. Aus diesem Vorkommen wurden zwischen der Ahornrinne und dem Vorderkarbach auf etwa 1500 m Höhe die Proben AB 73 und AB 74 entnommen. (Kartenbasis: GEOFABRIK 2013, LAND TIROL 2006–2010, KREUSS 2008b)

am Kreuzjoch (33T 282605/5247880). Nach der Karte von AMPFERER & OHNESORGE (1918) grenzt hier Innsbrucker Quarzphyllit im Süden gegen „Wildschönauer Schiefer“ im Norden mit einzelnen Kellerjochgneis Linsen zwischen diesen beiden Einheiten. Eine neuere Kartierung von WALTHER (2004) bestätigt dies weitgehend. Neben Korrekturen des Verlaufs der Grenze Innsbrucker Quarzphyllit / Schattberg-Formation, zeigt sich jedoch, dass der Kellerjochgneis als bis zu 100 m breit ausbeißendes Band zwischen Innsbrucker Quarzphyllit und Schattberg-Formation über einen weiten Bereich nördlich des Kreuzjochs zu verfolgen ist. Zwischen Geisthütte und Weithaghütte ist ein Versatz um etwa 20 m des Bandes an einer NNW–SSE-streichenden Störung zu beobachten.

In dem hellen, grünbraunen und feinkörnigen Gestein sind makroskopisch Quarz, Feldspat, Hellglimmer und Chlorit zu erkennen. Zwei mäßige Schieferungen durchziehen die Probe. Die Feldspäte finden sich als etwa 2–5 mm

große blaugraue Porphyroklasten zwischen den dünnen, dunklen Foliationsebenen aus Glimmern. Die erkennbaren Hellglimmer sind auf den Schieferungsflächen maximal 250 µm groß, meist jedoch kleiner und eher phyllitisch. Die Quarze sind 1–2 mm groß und teilweise polymineralisch mit Feldspäten verwachsen.

Mikroskopisch sind Quarz (40 Vol.-%), Kalifeldspat (20 Vol.-%), Muscovit (15 Vol.-%), Plagioklas (10 Vol.-%), Anorthit (ca. 1–3 Mol.-%) und Serizit (5 Vol.-%) erkennbar. Calcit, Chlorit, Zirkon, Leukoxen und eine opake Erzphase treten akzessorisch auf. Die Korngröße ist als sehr feinkörnig zu klassifizieren. Kalifeldspäte treten nur als große porphyroblastische Individuen auf, welche von der Foliation umflossen werden. Die Kalifeldspäte zeigen poikiloblastische Einschlüsse und perthitische Entmischungen. Teilweise sind an diesen undulöses Auslösen und Verwachsungen mit Quarz zu beobachten. Die Plagioklase, teilweise mit Deformationszwillingen und undulöser Aus-

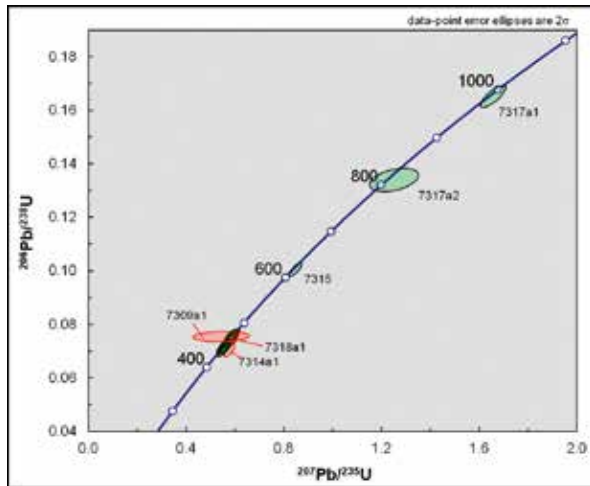


Abb. 21: Konkordia-Diagramm aller Analysen der Probe AB 73. Diskordante Analysen (rot), konkordante Analysen (grün).

löschung, sind 20–60 μm groß und finden sich vorwiegend in der feinkörnigen Matrix. Die Matrix ist ungleichkörnig und wird überwiegend aus Quarzen mit geraden bis gebuchteten Korngrenzen gebildet. Glimmer sind eingeregelt und bilden die Foliation, jedoch ist das Glimmerteilgefüge nicht durchgehend.

Die Einstufung der Probe als Augengneis oder Porphyroid gestaltet sich schwierig, da sich Argumente für beide Gesteinstypen finden lassen. Das Auftreten von kleinen Porphyroblasten spricht für eine Eingruppierung als Augengneis, die kleine Korngröße und das relativ geringe Auftreten von Feldspäten würde für einen Porphyroid sprechen. Magmatische Korrosionsbuchten fehlen. Für diese Probe, sowie für die folgende Probe (AB 74) wird daher eine Zwischenstellung zwischen Porphyroid (Vulkanit) und Augengneis (Plutonit) angenommen. Denkbar wäre für beide Proben (AB 73 und AB 74) eine bereits primäre Kleinkörnigkeit was für eine aplitische Intrusion oder einen gröber kristallinen Porphyroid (Rhyolith) sprechen würde. Für beide Proben ist jedoch von einer Intrusion in einem höheren subvulkanischen Stockwerk auszugehen.

3.5.2. Ergebnisse AB 73

Die Zirkone zeigen in den KL-Bildern fast ausschließlich eine oszillatorische Zonierung. Lediglich vier Kristalle (7304, 7313, 7315, 7319) zeigen keine beziehungsweise eine fleckige Zonierung. Anzeichen für magmatische

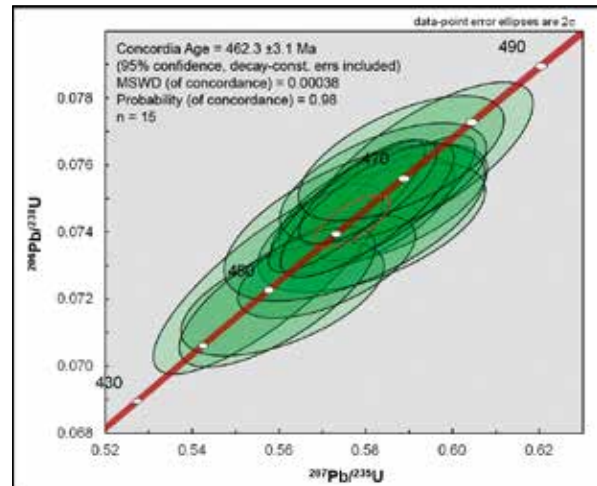


Abb. 22: Konkordia-Alter der Probe AB 73 aus 15 Analysen.

Resorption, wie gekappte und neu überwachsene Zonierungen, finden sich recht häufig. Auffällig sind schwarze, blasen- oder wurmförmige Einschlüsse von Fluiden oder Schmelzresten in rund der Hälfte der analysierten Zirkone. Kristall 7317 enthält einen ererbten Kern mit abgeschnittener, oszillatorischer Zonierung, welcher von unzoniertem Zirkon überwachsen wurde.

An 20 klaren, blassrosa bis rotbraunen Zirkonen wurden 24 Messungen durchgeführt. Für drei Analysen lassen sich, unter Berücksichtigung einer Konkordanztoleranz von $\pm 15\%$ der Konkordanz, keine konkordanten Alter bestimmen. Die beiden diskordanten Analysen 7318a1 und 7319a1 stammen aus den Kernbereichen zweier Zirkone und plotten im Konkordia-Diagramm nahe den konkordanten Analysen ihrer Ränder. Daher wird für diese beiden Kerne ein Bleiverlust zum Zeitpunkt des Mineralneuwachstums in Betracht gezogen. Die große Fehlerellipse der Analyse 7319a1 ist durch den hohen Messfehler des $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Verhältnisses zu erklären. Eine gute definierte und interpretierbare Diskordia ist aus den drei diskordanten Analysen nicht konstruierbar (Abb. 21).

Die konkordanten Analysen zeigen vier Altersspektren. Drei Analysen geben unterschiedliche, neoproterozoische Alter wieder. Der Zirkon 7317 enthält einen etwa 990 Ma alten Kern und einen jüngeren, etwa um 810 Ma gewachsenen Randbereich. Der Zirkon 7315 enthält einen um 620 Ma gewachsenen Kern.

Alle übrigen konkordanten Analysen zeigen paläozoische Alter, aus welchen jedoch kein gemeinsames Konkordia-Alter zu ermitteln ist, da zwei Altersmaxima bestehen (Abb. 21). Für 15 Analysen ist bei einer MSWD von 0,00038 ein gemeinsames Konkordia-Alter von $462 \pm 3,1$ Ma kalkulierbar (Abb. 22). Die restlichen vier Analysen ergeben, bei einer deutlich größeren MSWD von 3,1, ein Konkordia-Alter von $443 \pm 4,8$ Ma. Aufgrund der größeren MSWD wird für die vier jüngeren Zirkone ein leichter Bleiverlust und ein ursprünglich älteres Kristallisationsalter angenommen.

Das Konkordia-Alter von $462 \pm 3,1$ Ma wird als das Kristallisationsalter der Zirkone und als das Extrusionsalter des vulkanischen Edukts der Probe interpretiert. Ein Metamorphosealter für diese Probe wird aufgrund der niedrigen Metamorphosebedingungen, welche maximal die untere Grünschieferfazies erreicht haben, ausgeschlossen.

3.6. Probe AB 74 – Kleinkörniger Augengneis (Porphyroid) von der Geisthütte

3.6.1. Probenbeschreibung AB 74

In der Nähe der Probenlokalität AB 73, etwa 150 m nordöstlich (33T 282695/5247975), wurde derselbe Augengneiszug ein weiteres Mal beprobt (s. Abb. 20 u. Kap. 3.5.1.). Das mittel- bis feinkörnige, schwarzgraue Gestein ist mäßig geschiefert. Bei der Probenahme erwies sich diese als äußerst hart. Makroskopisch sind 3–5 mm (selten 10 mm) große porphyroklastische Feldspäte zu erkennen, die Quarze messen ca. 1–2 mm und sind ebenfalls porphyroklastisch. Die Foliationsbahnen werden aus einer dunkelgrünen bis schwarzen Matrix gebildet in welcher sich mit der Lupe einzelne Hellglimmer erkennen lassen. Die Foliation setzt sich aus einem Wechsel von etwa 1 mm mächtigen Quarz- und Glimmerdomänen zusammen.

Mikroskopisch wird die Probe aus Quarz (35 Vol.-%), Muscovit (30 Vol.-%), Kalifeldspat (15 Vol.-%), Serizit (10 Vol.-%) und Plagioklas (3–5 Vol.-%) zusammengesetzt. An begleitenden Akzessorien treten Apatit, Calcit und Chlorit (diese vorwiegend auf Klüften), Zirkon

sowie Leukoxen und opake Erzphasen auf. Die Korngröße der Probe ist als feinkörnig anzusprechen. Quarz tritt in der Probe in Form von Porphyroklasten auf. Einige dieser Quarzauge sind rekristallisiert und weisen ein Pflastergefüge aus kleinen, einzelnen Quarzkristallen mit Großwinkelkorn Grenzen auf. Teilweise sind Quarz-Porphyroklaste auch elliptisch ausgelegt und zeigen in diesem Fall ein undulöses Auslösen. Die Kalifeldspäte der Probe enthalten poikiloblastische Einschlüsse und weisen perthitische Entmischung auf. Selten ist an den Feldspäten ein undulöses Auslösen zu beobachten. Plagioklas ist im Mittel 20 μm groß und polysynthetisch verzwilligt. Die Glimmer sind eingeregelt und bilden ein geschlossenes Glimmerteilgefüge mit Glimmerdomänen, welche zwischen 30 und 60 μm mächtig sind. Diese wechseln mit Quarzdomänen mit Mächtigkeiten von 30–40 μm , in denen feinkörnige Quarze um 5 μm mit geraden bis gekrümmten Korn Grenzen dominieren. Eine zweite, ältere Foliation ist im Dünnschliff an der Orientierung älterer Glimmer quer zu den Glimmerdomänen zu erkennen. Klüfte im Gestein sind mit Quarz, Chlorit und Leukoxen verheilt.

Wie oben beschrieben (Kap. 3.5.1.) wird diese Probe als flache, subvulkanische Intrusion angesehen.

3.6.2. Ergebnisse AB 74

Die KL-Bilder der Zirkone zeigen, dass fast alle Kristalle einen oszillatorisch zonierten und relativ schmalen Randbereich sowie ererbte Kernzonen unterschiedlicher Zonierungsarten besitzen. Acht Kerne zeigen eine fleckige Zonierung, sechs eine oszillatorische, vier eine konvolute (7403, 7414, 7416, 7419) und zwei eine Sektorzonierung (7415, 7420). Die gekappten Zonierungen der Kerne lassen auf eine magmatische Resorption vor dem Neuwachstum der Randbereiche schließen. Das Ausbleiben einer randlichen Neukristallisation ist an Zirkon 7412 zu erkennen. Die Korrosionsbuchten dieses Kristalls wurden nicht überwachsen.

Insgesamt 38 Analysen wurden an 20 klaren, meist farblosen und einigen braunen Zirkonen

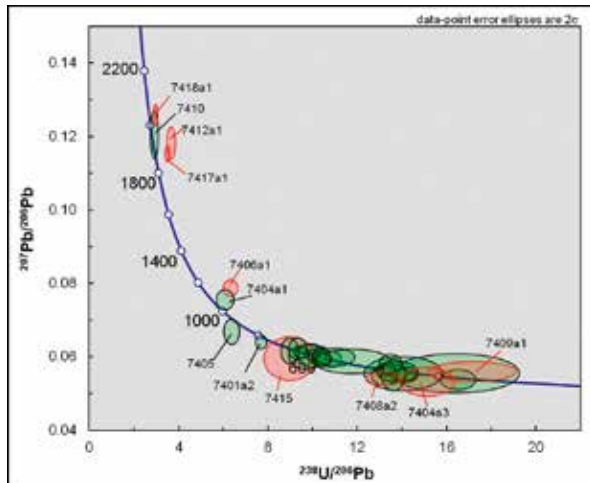


Abb. 23: Tera-Wasserburg-Diagramm aller Analysen der Probe AB 74. Diskordante Analysen (rot), konkordante Analysen (grün).

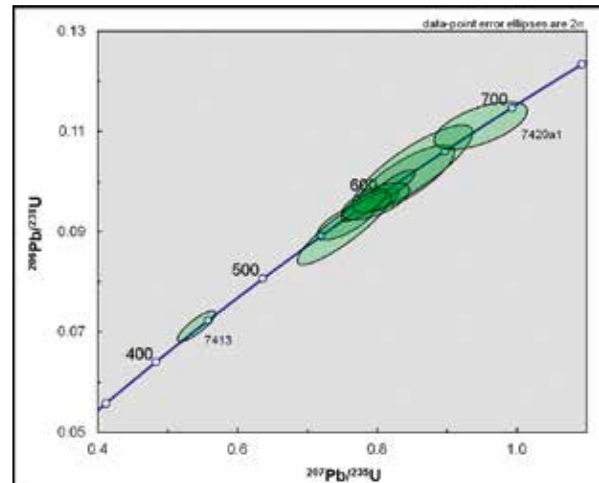


Abb. 24: Konkordia-Diagramm aller konkordanten Analysen aus den Zirkonkernen der Probe AB 74 zwischen 400 und 700 Ma.

aus dieser Probe durchgeführt. Von 15 Zirkonen wurden sowohl die Kernzone als auch der Randbereich analysiert. Für acht Analysen ist unter Berücksichtigung einer Konkordanztoleranz von $\pm 15\%$ kein konkordantes Alter bestimmbar. Aus den diskordanten Analysen ist keine eindeutige und gut belegte Diskordia konstruierbar. Unter Einbeziehung von konkordanten Analysen sind mehrere unterschiedliche Diskordien mit einer geringen MSWD konstruierbar, welche jedoch nur durch drei Punkte definiert sind und daher nicht als signifikant angesehen werden. Jedoch ist aus diesen Diskordien für die Analysen der Zirkonkerne 7412a1, 7417a1 und 7418a1 ein Kristallisationsalter von ca. 2 Ga abzulesen und ein kadomischer Bleiverlust anzunehmen. Auch für die Analyse der Kernzone 7403a1 ist von einem kadomischen Bleiverlust auszugehen, für 7415 kann ein kadomischer Uranverlust angenommen werden, weil diese Analyse oberhalb der Konkordia plottet. Das Bildungsalter dieser beiden Zirkonkerne scheint jedoch jünger als 2 Ga zu sein. Drei Analysen geben deutlich jüngere, paläozoische, diskordante Alter wieder und plotten nahe der Konkordia. Für den Kern 7409a1 ist ein mehrphasiger Bleiverlust in Betracht zu ziehen, welcher zum Teil vor dem Neuwachstum des Randbereiches stattgefunden hat. Von einem Uranverlust der Randbereiche durch Auslaugung mit Fluiden ist für die Analysen 7404a3 und 7408a2 auszugehen, da diese geringfügig oberhalb der Konkordia plotten. Aus dem Randbereich des Zircons 7404 wurde auch ein konkordantes Alter (7404a2) ermit-

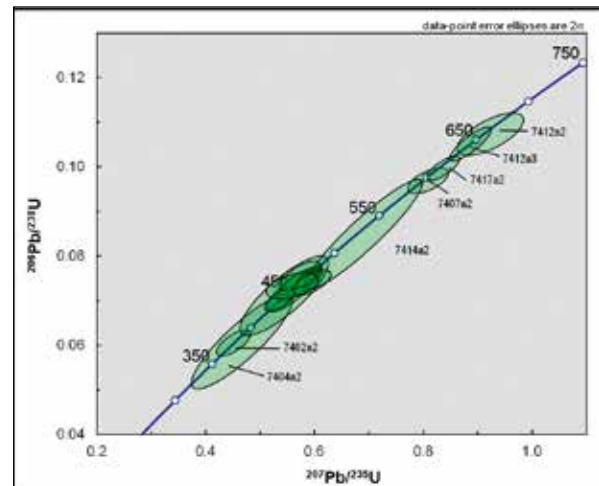


Abb. 25: Konkordia-Diagramm aller konkordanten Analysen aus Zirkonrandbereichen der Probe AB 74 zwischen 350 und 750 Ma.

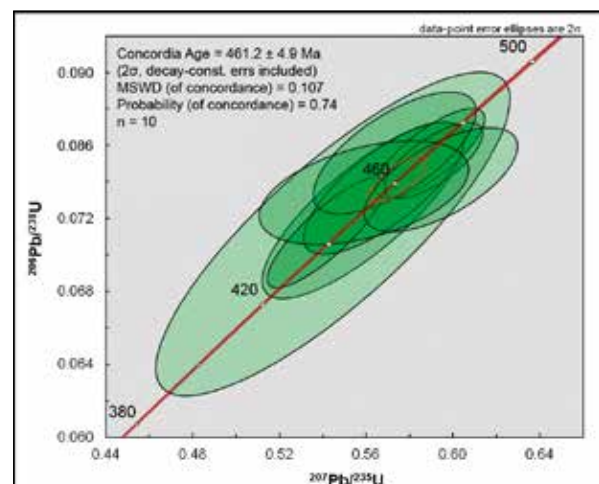


Abb. 26: Konkordia-Alter der Probe AB 74 aus 10 konkordanten Analysen.

telt, welches im Fehler mit Analyse 7404a3 übereinstimmt und als das Kristallisationsalter dieses Zirkonrandes angesehen werden kann (s. Abb. 23).

Vier der konkordanten Analysen, alle aus Kernbereichen, zeigen proterozoische Alter über 700 Ma und plotten bei rund 2 Ga (7410), bei etwa 1 Ga (7404a1, 7405) und 780 Ma (7401a2). Die übrigen konkordanten Analysen verteilen sich über einen Altersbereich zwischen 700 und 350 Ma in welchem zwei Maxima mit einem kadomischen und einem paläozoischen Altersschwerpunkt erkennbar sind (Abb. 23). Auffällig ist, dass nahezu ausschließlich Analysen aus den Kernbereichen den kadomischen Altersschwerpunkt bilden. Lediglich eine Analyse (7413) aus einem Zirkonkern gibt ein paläozoisches Alter wieder (Abb. 24). Betrachtet man die Analysen aus den Randbereichen, so ergibt sich ein analoges Bild für den paläozoischen Altersschwerpunkt. Nur vier Analysen der Randbereiche ergeben kadomische Alter (Abb. 25). Darunter sind zwei Analysen (7412a2, 7412a3), welche von demselben Zirkon stammen und im Fehler gleiche Alter besitzen. Für diesen Kristall ist ein Neuwachstum der Randbereiche um den ererbten, diskordanten Kern herum bei etwa 650 Ma anzunehmen. Die beiden anderen Analysen (7407a2, 7414a2) aus den Randbereichen besitzen Alter, welche mit dem Alter ihrer Kerne im Fehler übereinstimmen. Daher ist für diese ein einphasiges Wachstum des Kristalls anzunehmen. Zwei Analysen (7402a2, 7404a2) sind etwas jünger als die übrigen paläozoischen Zirkone, ihre Alter um 380 Ma sind wahrscheinlich auf eine Kristallisationsphase unter Einfluss der frühen variszischen Metamorphose zurückzuführen.

Für acht Analysen der kadomischen Kerne lässt sich ein Konkordia-Alter von $593 \pm 6,2$ Ma mit einer MSWD von 0,38 berechnen. Für die jüngeren Randbereiche ist aus neun Analysen ein Konkordia-Alter von $460 \pm 4,8$ Ma mit einer MSWD von 0,095 kalkulierbar. Unter Einbeziehung von Analyse 7413, dem einzigen paläozoischen Kern in dieser Probe, ergibt sich ein Konkordia-Alter von $461 \pm 4,9$ Ma bei einer geringfügig größeren MSWD von 0,107 (Abb. 26). Ein etwas jüngeres, aber im Fehler

vergleichbares Alter von rund 458 Ma ist mit dem Algorithmus „TuffZirc“ von LUDWIG & MUNDIL (2002) zu ermitteln (Abb. 27).

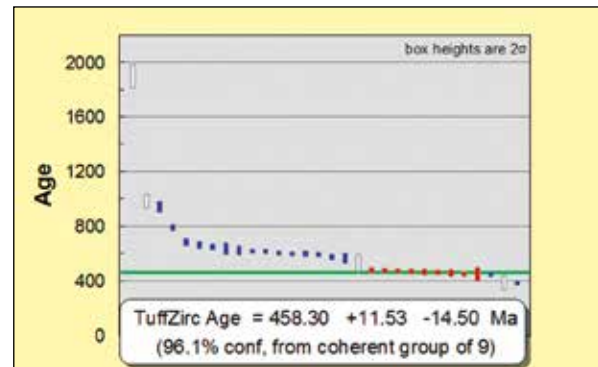


Abb. 27: „TuffZirc“-Alter aus Probe AB 74.

Das Alter von $461 \pm 4,9$ Ma wird daher als das Kristallisationsalter der Zirkonränder interpretiert und entspricht dem Extrusionsalter des vulkanischen Edukts der Probe. Das in den Kernen erhaltene Alter von $593 \pm 6,2$ Ma spiegelt ein älteres, kadomisches Ereignis wieder. Die genaue Quelle dieser recycelten Zirkone ist jedoch nicht fassbar. Paläozoische Anwachs-säume um die kadomischen Zirkonkerne (z. B. die Kristalle 7411, 7416, 7419) belegen das Recycling dieser Zirkone. Ein Metamorphosealter für die Probe wird ausgeschlossen, da die maximal grünschieferfazielle Metamorphose nicht zum Öffnen des U-Pb-Systems im Zirkon gereicht hat.

3.7. Probe AB 75 – Porphyroid vom Alpbachtal

3.7.1. Probenbeschreibung AB 75

Die Proben wurden bei Außerneader im Alpbachtal, am Weg hinauf zur Klingleralm, ca. 700 m E derselben, nahe am Kafnergraben gesammelt (32T 722271/5251760). Neue Detailkartierungen zur Lokalität dieser Probe existieren zurzeit nicht, sodass auf die Karte von AMPFERER & OHNESORGE (1918) zurückgegriffen wird. Die beiden Autoren haben in der Flanke östlich und nordöstlich des Wiedersberger Horns einen isolierten Zug von Kellerjochgneis auskartiert. Das direkte Rahmengestein dieses Zuges bildet im Westen und Süden ein schmaler Streifen Innsbrucker Quarzphyllits, im Norden und Osten ist die Umrahmung weitgehend von jungen Schuttmassen verdeckt. Der Höhenzug

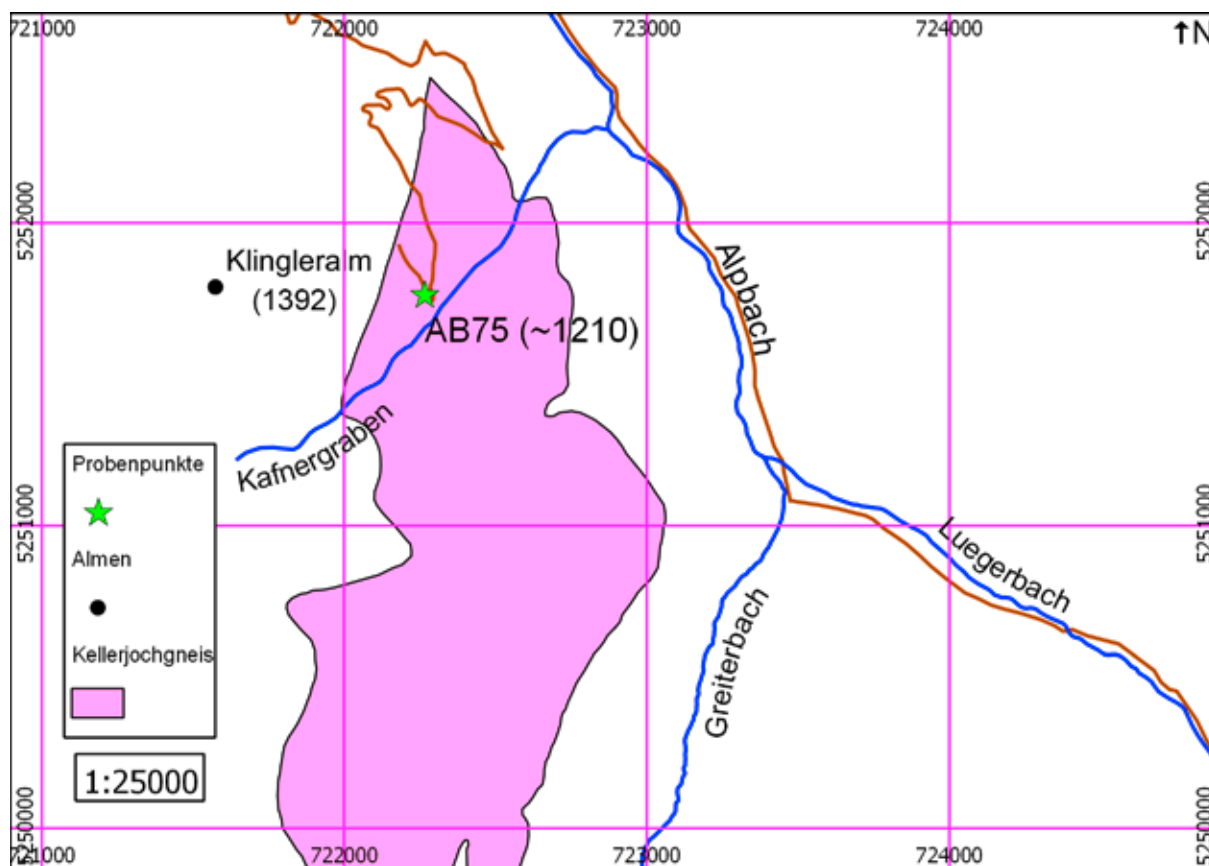


Abb. 28: In der östlichen und nordöstlichen Flanke des Wiedersberger Horns liegt, oberhalb vom Alpbach und Greiter Bach, ein schmaler, bis etwa 1130 m breiter und etwas mehr als 3,5 km langer Streifen Kellerjochgneis (Schwazer Augengneis). Das sich anschließende Rahmengestein dieses Zuges besteht im Westen aus Quarzphyllit und im Osten aus Moränen, Terrassen und Staukörper am Eisrand (Kies, Sand). Im Süden besteht noch etwas Kontakt zu Serizitschiefer und Metasubgrauwacken. Die Probe AB 75 wurde an einem Wirtschaftsweg um 1210 m NN, ca. 700 m östlich der Klingleralm, nahe dem Kafnergraben entnommen. (Kartenbasis: GEOFABRIK 2013, LAND TIROL 2006–2010, KREUSS 2008a)

des Wiedersberger Horns, sowie die dem Augengneiszug gegenüberliegenden Talflanken westlich des Schatzberg und nordwestlich des Galtenberg werden aus den Siliziklastika der Wildschönauer Schiefer aufgebaut (s. Abb. 28).

Die dunkle, graugrüne Probe glänzt phyllitisch. Makroskopisch sind vorwiegend Quarz und wenig Feldspat zu erkennen. Diese Porphyroklasten sind kleiner als 1 mm weiterhin sind zwei Foliationen im Gestein zu erkennen.

Mikroskopisch setzt sich die Probe aus Quarz (35 Vol.-%), Kalifeldspat (25 Vol.-%), Serizit (20 Vol.-%), Leukoxen (10 Vol.-%) und Muscovit (5 Vol.-%) zusammen. Begleitende Akzessorien sind Apatit, Plagioklas, Zirkon und opake Erze. Die Korngröße der Probe kann als sehr feinkörnig angegeben werden. Die Korngröße der porphyroklastischen Quarze, wie die der Kalifeldspäte, überschreitet 80 μm nur selten. Beide Minerale besitzen vorwiegend buchtige

Korngrenzen. Die Quarz-Porphyroklasten zeigen keine bis beginnende Subkornbildung und undulöses Auslösen, sowie teilweises Auftreten von Deformationsbändern. An ihren Rändern ist häufig Drucklösung in Kontakt zu Phyllosilikaten zu beobachten. Magmatische Korrosionsbuchten sind an den Quarzen der Probe weit verbreitet. Die Kalifeldspäte sind stark serizitisiert und zeigen bereichsweise perthitische Entmischungen. Ein geschlossenes Glimmerteilgefüge ist nicht ausgebildet, nur teilweise sind die Glimmer in die krenulierte Foliation eingeregelt. Die Matrix wird aus Quarzen, an denen Subkornbildung und Bulging zu beobachten ist sowie aus unorientierten Glimmern gebildet.

Das Auftreten magmatischer Korrosionsbuchten an Quarzen, die geringe Korngröße sowie der relativ geringe Feldspatanteil führen, im Gegensatz zu AMPFERER & OHNESORGE (1918), zu einer Ansprache der Probe als Porphyroid.

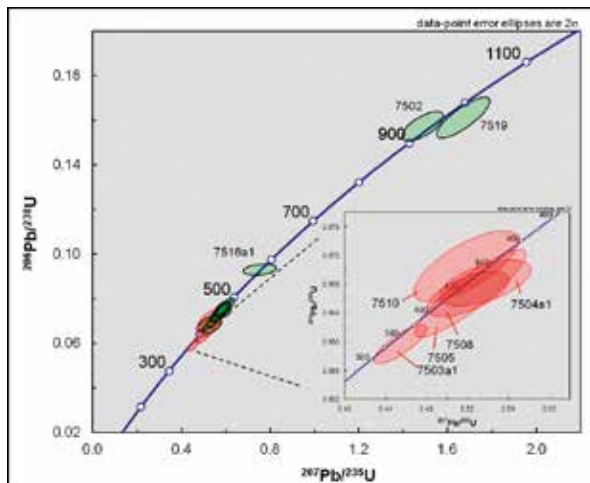


Abb. 29: Konkordia-Diagramm der Probe AB 75 mit allen Analysen. Konkordante Analysen (grün), diskordante Analysen (rot), diese sind im vergrößerten Ausschnitt (kleines Fenster) nochmals dargestellt.

3.7.2. Ergebnisse AB 75

Die Zirkone der Probe zeigen in den KL-Aufnahmen überwiegend fleckige Zonierungen. Fünf Zirkone (7502, 7504, 7505, 7508, 7510) weisen eine mehr oder weniger deutliche, vollständige, oszillatorische Zonierung auf. Nur zwei Zirkone zeigen einen ererbten Kernbereich mit einer fleckigen Zonierung und einem schmalen, oszillatorisch zonierten Anwachsraum (7509, 7518). Auffällig an den Zirkonen dieser Probe sind die zahlreichen, an fast allen Kristallen auftretenden, magmatischen Korrosionsbuchten, welche die Zirkone angelöst haben und die zum Teil wieder verheilt sind sowie die Größe der Kristalle, welche mit Längen von 100 μm nur die Hälfte bis ein Drittel der Größe der Zirkone der übrigen Proben besitzen.

An 19 vorwiegend klaren und farblosen oder rosa bis braunen Zirkonen wurden 22 Analy-

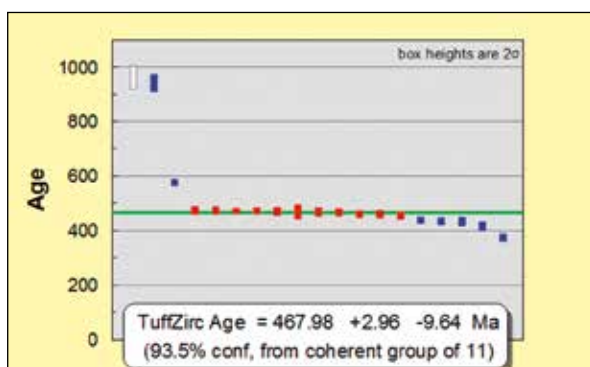


Abb. 31: „TuffZirc“-Alter aus Probe AB 75.

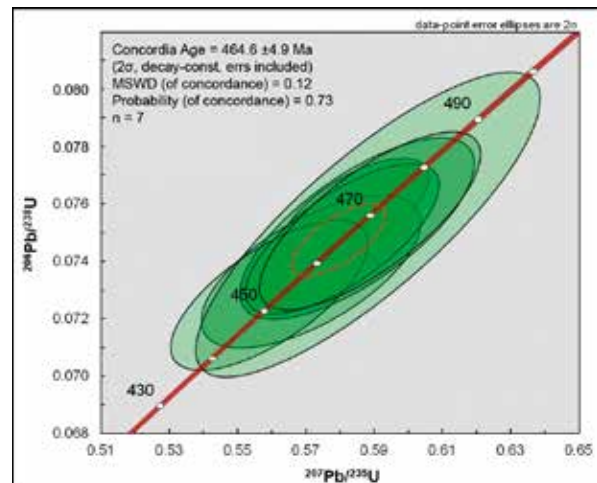


Abb. 30: Konkordia-Alter der Probe AB 75 aus sieben konkordanten Analysen mit einer Diskordanz von maximal 5 %.

sen durchgeführt. Von drei Zirkonen wurden sowohl der Kernbereich, als auch der Anwachsraum analysiert. Kristall 7512 wurde nicht analysiert, da es sich nicht um einen Zirkon handelt und er auf den KL-Bildern keine Lumineszenz zeigt. Für fünf Analysen ist unter Berücksichtigung einer Diskordanz von maximal 10 % kein konkordantes Alter bestimmbar. Diese fünf diskordanten Analysen bilden keine gut definierte Diskordia und plotten, bis auf Analyse 7510, unterhalb der Konkordia. Daher ist für diese vier Analysen ein leichter Bleiverlust anzunehmen. Analyse 7510 plottet oberhalb der Konkordia, was auf einen stärkeren Uranverlust zurückgeführt wird. Alle diskordanten Analysen zeigen paläozoische Alter und stammen aus Kernbereichen der Zirkone. Zwei Analysen (7503a1, 7504a1) besitzen ältere Randbereiche, was wiederum auf ältere Bleiverluste der ererbten Kerne vor dem Wachstum der Randbereiche zurückzuführen ist (s. Abb. 29).

Die konkordanten Analysen zeigen drei Altersspektren. Zwei Analysen aus Zirkonkernen zeigen Alter zwischen 0,9 und 1 Ga, ein weiterer Zirkonkern besitzt ein kadomisches Alter von rund 580 Ma. Alle übrigen Analysen liegen in einem Bereich zwischen 470 und 420 Ma, und weisen einen deutlichen Altersschwerpunkt auf. Aus 11 Analysen ist ein Konkordia-Alter bei $466 \pm 3,9$ Ma kalkulierbar, welches jedoch nur zu 27 % konkordant ist und eine MSWD von 1,2 besitzt. Ein Eingrenzen der Analysen auf solche mit einer Diskordanz von 5 % oder we-

niger liefert ein deutlich besseres Ergebnis. Aus sieben Analysen ist jetzt ein Konkordia-Alter von $465 \pm 4,9$ Ma mit einer Konkordanz von 73 % und einer MSWD von 0,12 bestimmbar (Abb. 30). Der Algorithmus „TuffZirc“ von LUDWIG & MUNDIL (2002) liefert für die kohärente Gruppe aus 11 Zirkonen ein sich im Fehler überlappendes Alter von rund 468 Ma (Abb. 31). Für die etwas jüngeren Alter der Analysen 7509, 7515 und 7516a2 wird ein Bleiverlust angenommen und ebenfalls ein Bildungsalter um 465 Ma vermutet.

Das Konkordia-Alter von $465 \pm 4,9$ Ma wird als das Kristallisationsalter der Zirkone und das Extrusionsalter des vulkanischen Edukts der Probe interpretiert. Ein Metamorphosealter für die Zirkone wird ausgeschlossen, da die maximal grünschieferfazielle Metamorphose nicht zum Öffnen des U-Pb-Systems in den Zirkonen gereicht hat.

3.8. Probe AB 76 – Augengneis vom Arbeserkogl

3.8.1. Probenbeschreibung AB 76

Beprobt wurde ein Aufschluss westlich des Arbeserkogls am Kellerjoch bei Schwaz (32T 707320/5244455). Nach der Kartierung von ROTH (1983) werden die bis in das Inntal reichenden Kellerjochgneise hier von einer sandigen Fazies der Wildschönauer Schiefer im Norden und Osten begrenzt. Darüber hinaus grenzt der Kellerjochgneis im Norden an Schwazer Dolomit und die Stengelgneisserie, welche nach ROTH (1984) aufgrund ihrer tektonischen Position zwischen den Wildschönauer Schiefern und dem Schwazer Dolomit mit den Quarzporphyren der Hohen Salve korreliert werden kann. Die Südgrenze des Kellerjochgneises wird von Innsbrucker Quarzphyllit gebildet (Abb. 32).

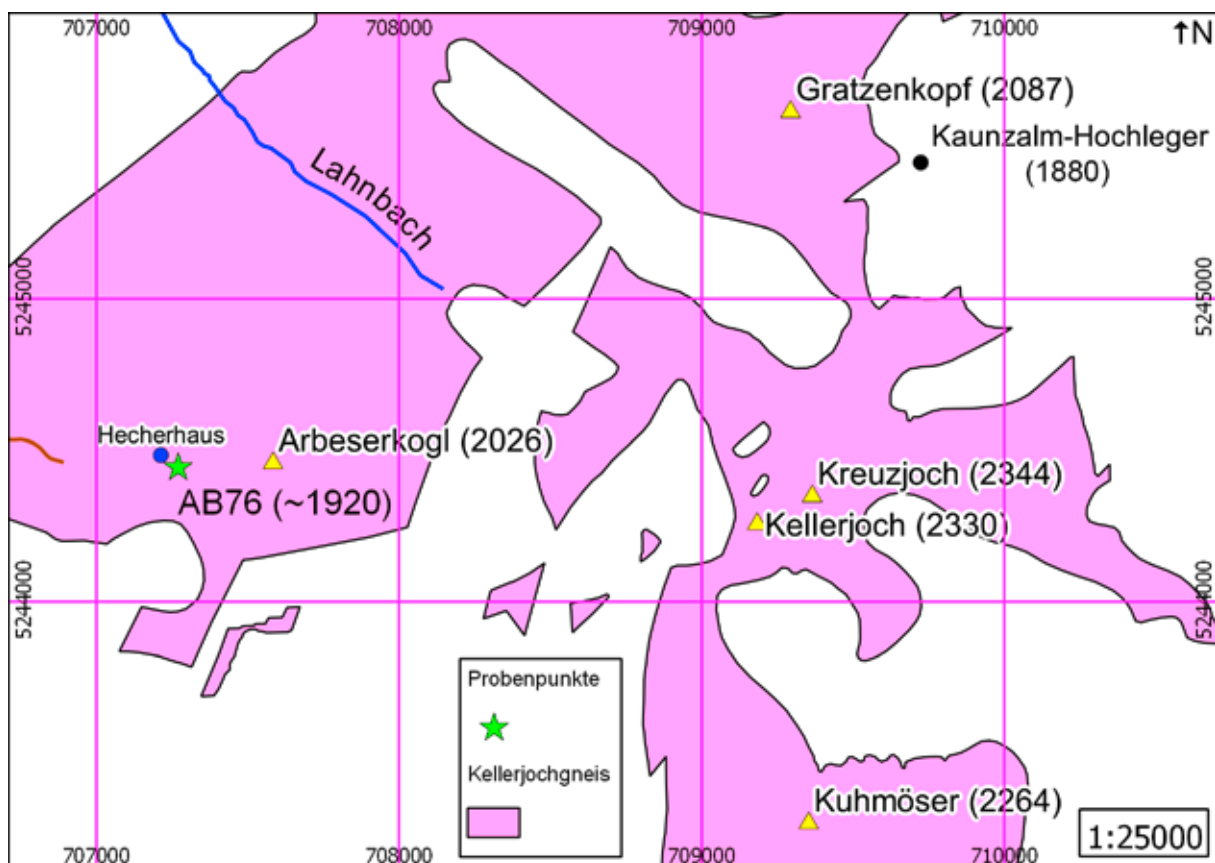


Abb. 32: Südöstlich oberhalb von Schwaz erhebt sich zwischen dem Inntal und dem Zillertal das Kellerjoch; die höchste Erhebung in diesem Massiv ist mit 2344 m NN das Kreuzjoch. Nach ROTH (1983) bestehen die Gipfel und Abhänge von Kuhmöser (2264 m), Kellerjoch (2344, Kreuzjoch), Gratzenkopf (2087) und Arbeserkogl (2026) aus Kellerjochgneis (Schwazer Augengneis), der hier eine zusammenhängende Fläche von etwa 9,3 km² bedeckt. Sein Rahmengestein bilden vor allem Chlorit-Mylonit-Gneise, Phyllonite, sandige Wildschönauer Schiefer sowie Hang-, Blockschutt und Moränenmaterial; zu wenigen Plattenmyloniten, Buntsandsteinen und Werfener Schichten besteht Kontakt. Die Probe AB 76 wurde westlich vom Arbeserkogl auf etwa 1920 m, ca. 70 m südöstlich vom Hecherhaus entnommen. (Kartenbasis: GEOFABRIK 2013, LAND TIROL 2006–2010, ROTH 1983)

Die dunkle, schwarzgrüne Probe ist deutlich ungleichkörnig und mäßig foliiert. Quarz, Kalifeldspat, Biotit, Muscovit und Epidot sind makroskopisch erkennbar. Die blaugrauen Quarze und weißen Kalifeldspäte treten als Porphyroklasten mit Größen bis 15 mm auf, Biotite sind lediglich 0,5–1 mm groß und finden sich zusammen mit den noch kleineren Muscoviten und dem Epidot in der feinkörnigen dunklen Matrix.

Unter dem Mikroskop setzt sich die Probe aus Quarz (25 Vol.-%), Kalifeldspat (20 Vol.-%), Serizit (15 Vol.-%), Chlorit (10 Vol.-%), Muscovit (10 Vol.-%), Plagioklas (10 Vol.-%), Anorthit (ca. 5 Mol.-%) und Biotit (3–5 Vol.-%) zusammen. Akzessorisch treten Apatit, Calcit, Zirkon und opake Erzphasen auf. Die Korngröße ist als feinkörnig anzugeben. Die porphyroklastischen Quarze weisen undulöse Auslöschung auf und setzten sich teilweise aus kleineren Einzelkristallen mit buchtigen Korngrenzen zusammen. Kalifeldspäte und Plagioklase werden serizitisiert. Die Porphyroklasten zeigen im Kontakt zu den Glimmern der Foliation Drucklösungserscheinungen. Ein geschlossenes Glimmerteilgefüge ist nicht vollständig entwickelt. Lediglich Serizit und Muscovit sind in der Foliation eingeregelt, Biotit und der nach diesem pseudomorph gewachsene Chlorit hingegen nicht. Diese scheinen primär gewachsen zu sein.

Im Hinblick auf die großen Feldspateinsprenglinge und den etwas höheren Feldspatanteil ist für diese Probe primär eine granitische Intrusion anzunehmen und daher als Orthogneis anzusprechen.

3.8.2. Ergebnisse AB 76

Die KL-Aufnahmen zeigen, dass die Randbereiche der Zirkone überwiegend eine oszillatorische Zonierung aufweisen. Die Kernzonen der Minerale hingegen weisen vorwiegend eine fleckige oder Sektorzonierung auf. Die Kerne der Kristalle 7610, 7614 und 7616 besitzen eine konvolute Zonierung, unzoniert sind Kerne der Kristalle 7607, 7609 und 7617. Magmatische Korrosionsbuchten sind an den Zirkonen dieser Probe nicht zu erkennen. Fast alle Kristalle

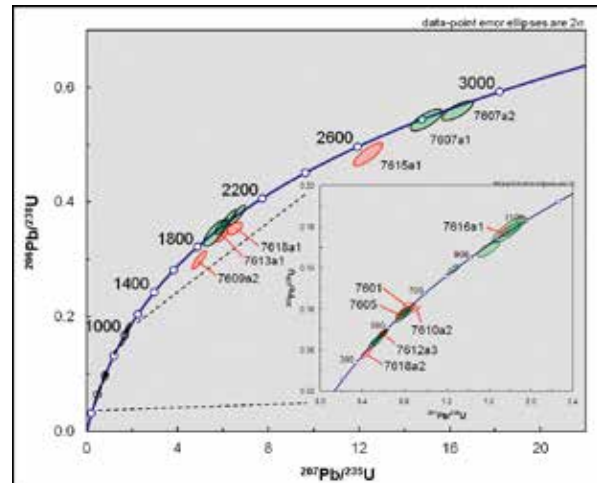


Abb. 33: Konkordia-Diagramm aller Analysen der Probe AB 76. Der Abschnitt zwischen 300 und 1100 Ma ist im kleinen Fenster vergrößert dargestellt. Diskordante Analysen (rot), konkordante Analysen (grün).

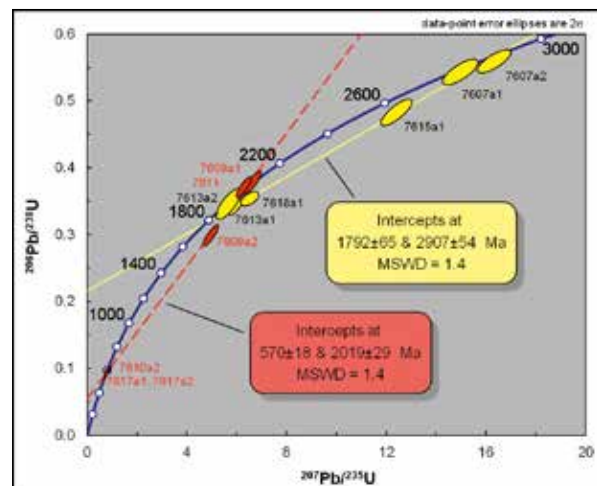


Abb. 34: Konkordia-Diagramm der Probe AB 76 mit den beiden berechneten Diskordien. Diskordia 1 (gelb), Diskordia 2 (rot).

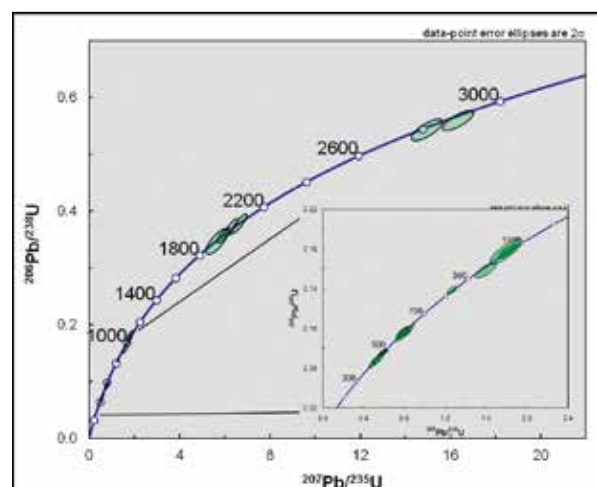


Abb. 35: Konkordia-Diagramm der Probe AB 76 mit allen Konkordanten Analysen. Der Abschnitt zwischen 300 und 1100 Ma ist im vergrößerten Ausschnitt dargestellt.

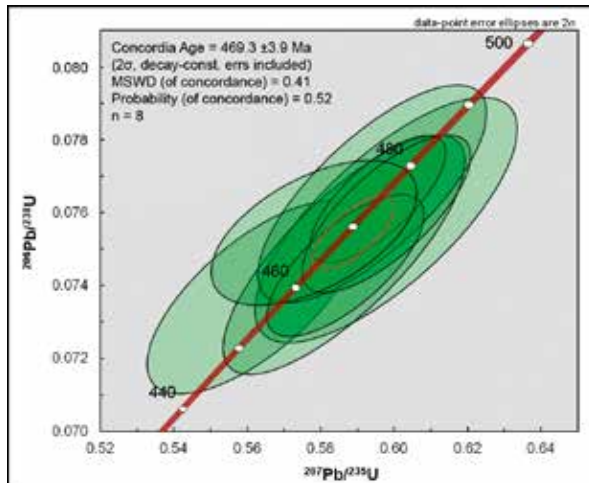


Abb. 36: Konkordia-Alter der Probe AB 76 aus acht konkordanten Analysen.

zeigen in den KL-Bildern ererbte Kernbereiche, welche an gekappten Zonierungen deutlich erkennbar sind. Diese werden von einem teilweise nur sehr schmalen, neu gewachsenem Randbereich umgeben.

An 14 überwiegend klaren, farblosen bis blassrosa und 5 trüben, rotbraunen Zirkonen wurden 37 Analysen durchgeführt. Von 13 Zirkonen wurden sowohl der Kern, als auch der Randbereich analysiert. Für zehn Analysen lässt sich, unter Berücksichtigung einer Diskordanz von maximal 10 %, kein konkordantes Alter ermitteln (Abb. 33). Die Analysen 7607a1, 7607a2, 7613a1, 7613a2, 7615a1 und 7618a1 definieren eine Diskordia (Diskordia 1) mit einer MSWD von 1,4 (s. Abb. 34). Der obere Schnittpunkt bei rund 2,9 Ga wird als das Kristallisationsalter dieser Zirkone interpretiert, der untere Schnittpunkt gibt das Alter des Bleiverlustes wieder und liegt bei 1,8 Ga. Mit den Schnittpunkten vergleichbare Alter liefern auch einige konkordante Analysen mit archaischen Altern (7607a1, 7607a2) zwischen 2,8 und 2,9 Ga und mit paläoproterozoischen Altern (7609a1, 7611, 7613a2, 7615a2) zwischen 1,9 und 2,0 Ga (s. Abb. 33). Für diese Analysen wird ein Zirkonwachstum zu den entsprechenden Zeitpunkten angenommen. Der Zeitpunkt des Bleiverlustes bei 1,8 Ga ist nach, beziehungsweise am Ende der paläoproterozoischen Kristallisationsphase anzusiedeln.

Eine weitere Diskordia (Diskordia 2) mit einer MSWD von 1,4 lässt sich aus den Analysen 7609a1, 7609a2, 7610a2, 7611, 7617a1

und 7617a2 berechnen (s. Abb. 34). Der obere Schnittpunkt bei 2 Ga wird als Kristallisationsalter, der untere als kadomischer Bleiverlust bei rund 570 Ma interpretiert. Aus den übrigen diskordanten Analysen sind keine weitere, gut definierte Diskordien konstruierbar. Diese Analysen plotten im Konkordia-Diagramm jedoch überwiegend in Altersspannen, welche auch von konkordanten Analysen wiedergegeben werden. Für die diskordante Analyse 7618a2 ist ein Bleiverlust durch Einflüsse der variszischen Orogenese anzunehmen.

Die konkordanten Analysen (Abb. 35) zeigen insgesamt fünf verschiedene Altersspektren. Neben den oben bereits angeführten Analysen für archaische und paläoproterozoische Alter, ist eine Häufung von Analysen in einem neoproterozoischen Altersbereich zwischen rund 1050 und 950 Ma erkennbar. Eine Analyse in diesem Bereich (7616a1) ist leicht Diskordant und plottet oberhalb der Diskordia, was auf einen Uranverlust dieses Zirkonkerns zurückgeführt wird. Eine Analyse (7606) gibt ein deutlich jüngeres neoproterozoisches Alter von knapp 830 Ma wieder. Ein weiteres deutliches Altersmaximum zeigt kadomische Alter zwischen 570 und 620 Ma. Neben der diskordanten Analyse 7610a2 plotten zwei weitere diskordant in diesem Bereich (7601, 7605), welche jedoch, bedingt durch Uranverlust der analysierten Kerne, oberhalb der Konkordia liegen. Aus den sechs konkordanten Analysen kadomischen Alters lässt sich ein Konkordia-Alter von $597 \pm 8,4$ Ma mit einer MSWD von 1,3 berechnen.

Das jüngste Altersmaximum wird nahezu ausschließlich aus den Analysen der Zirkonrandbereiche gebildet und liegt zwischen 470 und 460 Ma. Aus den acht konkordanten Analysen in diesem Bereich ist ein Konkordia-Alter von $469 \pm 3,9$ Ma mit einer MSWD von 0,41 ermittelbar (Abb. 36). Für die diskordante Analyse 7612a3 kann ein Kristallisationsalter von 475 Ma angenommen werden, da aus demselben Zirkon ein konkordantes Alter von 475 Ma für den Randbereich ermittelt werden konnte (7612a2). Für Analyse 7612a2 ist daher von einem leichten Uranverlust auszugehen. Drei Analysen geben etwas jüngere Alter von rund 420 Ma wieder. Ihnen ist ein älteres Kristallisations-Alter aufgrund eines Blei- und

Uranverlustes durch Laugung von Fluiden zuzuordnen.

Das Alter von $469 \pm 3,9$ Ma wird als das Kristallisationsalter der Zirkone interpretiert und entspricht dem Intrusionsalter des Edukts des Kellerjochgneises. Ein Metamorphosealter für diese Probe wird ausgeschlossen, da die zum Öffnen des U-Pb-Systems in Zirkonen nötigen Metamorphosebedingungen nicht erreicht wurden.

Über den Ursprung des kadamischen Alters von $597 \pm 8,4$ Ma kann keine genaue Aussage getroffen, sondern nur spekuliert werden, da die Zirkonerne ererbt sind.

3.9. Probe AB 77 – Porphyroid von der Filzalm

3.9.1 Probenbeschreibung AB 77

Die Probe stammt aus einem Aufschluss nördlich der Filzalm, unterhalb des Großen Beils (ÖK 50 Bl. 120 (Wörgl): 32T 727300/5246820 bzw. Google Earth: 33T 274012/5246800). APFERER & OHNESORGE (1918) zufolge wird der hier beprobte Porphyroid im Norden und Westen durch die Serien der Wildschönauer Schiefer, im Süden und Osten durch den Innsbrucker Quarzphyllit begrenzt (Abb. 37). Teilweise wird zwischen dem Porphyroid und den Wildschönauer Schiefen eine Deckengrenze vermutet.

Das helle, grüngraue Gestein ist sehr feinkörnig und enthält zwei Foliationen. Parallel zu der stärker ausgeprägten und prominenteren Foliation zerbricht die Probe problemlos. Die Foliationsflächen glänzen phyllitisch. Makroskopisch sind porphyroblastische Quarze mit Korngrößen von maximal 3 mm und wenige kleine Muskovite zu erkennen.

Mikroskopisch setzt sich die Probe aus Quarz (30 Vol.-%), Serizit (20 Vol.-%), Muscovit (15 Vol.-%), Kalifeldspat (15 Vol.-%), sowie Chlorit (10 Vol.-%) und Plagioklas (5 Vol.-%) zusammen. Begleitende Akzessorien sind Apatit, Zirkon, sowie Hämatit, Leukoxen und opake Erzphasen. Die Korngröße der Probe ist als sehr

feinkörnig zu bezeichnen. Die Glimmer bilden ein nahezu geschlossenes Glimmerteilgefüge, welches größere Einsprenglinge umfließt. Im Dünnschliff lassen sich Quarz- und Glimmerdomänen unterscheiden. Die Quarzdomänen enthalten hauptsächlich feinkörnigen Quarz ($< 10 \mu\text{m}$) mit überwiegend geraden Korngrenzen. Daneben finden sich auch einige größere Quarze mit Durchmessern bis $50 \mu\text{m}$. Diese weisen undulöses Auslöschung auf, bilden jedoch noch keine Subkörner, die Korngrenzen sind überwiegend gelappt. Magmatische Korrosionsbuchten sind an diesen Quarzen häufig zu beobachten. Ebenfalls in den Quarzdomänen finden sich die Feldspäte, welche Teil der Matrix sind und keine Porphyroklasten bilden. Kalifeldspat und Plagioklas zeigen poikiloblastische Einschlüsse. Perthitisches Entmischen ist an den Kalifeldspäten zu beobachten. Größere, porphyroklastische Einsprenglinge sind selten und weisen eine Kornverkleinerung auf.

Auf Grund der Feinkörnigkeit, des geringeren Feldspatanteils sowie den magmatischen Korrosionsbuchten in Quarzen wird diese Probe als Porphyroid angesprochen.

3.9.2 Ergebnisse AB 77

In den KL-Bildern zeigen die Zirkone der Probe AB 77 eine überwiegend oszillatorische Wachstumszonierung in den Kernen und Randbereichen, welche in den Kristallen 7711 und 7716 jedoch nur schwach ausgeprägt ist und diese Kristalle nahezu unzoniert erscheinen lässt. Die Zirkone 7703, 7719, 7720 und der Randbereich von 7705 zeigen eine konvolute Zonierung, eine Sektorzonierung hingegen ist in den Zirkonen 7702 und 7714 ausgebildet. Als einziger Zirkon dieser Probe zeigt 7717 eine fleckige Zonierung. Ererbte Kerne sind in den Zirkonen mit oszillatorischer Wachstumszonierung deutlich an den gekappten, älteren Wachstumsstreifen erkennbar. In den Zirkonen mit konvoluter Zonierung sind ererbte Kerne jedoch oft nur reliktsch erhalten und nicht eindeutig definierbar. Ererbte Kernbereiche fehlen in den Kristallen mit Sektorzonierung.

Insgesamt 37 Analysen wurden an 20 klaren und überwiegend farblosen oder blassrosa ge-

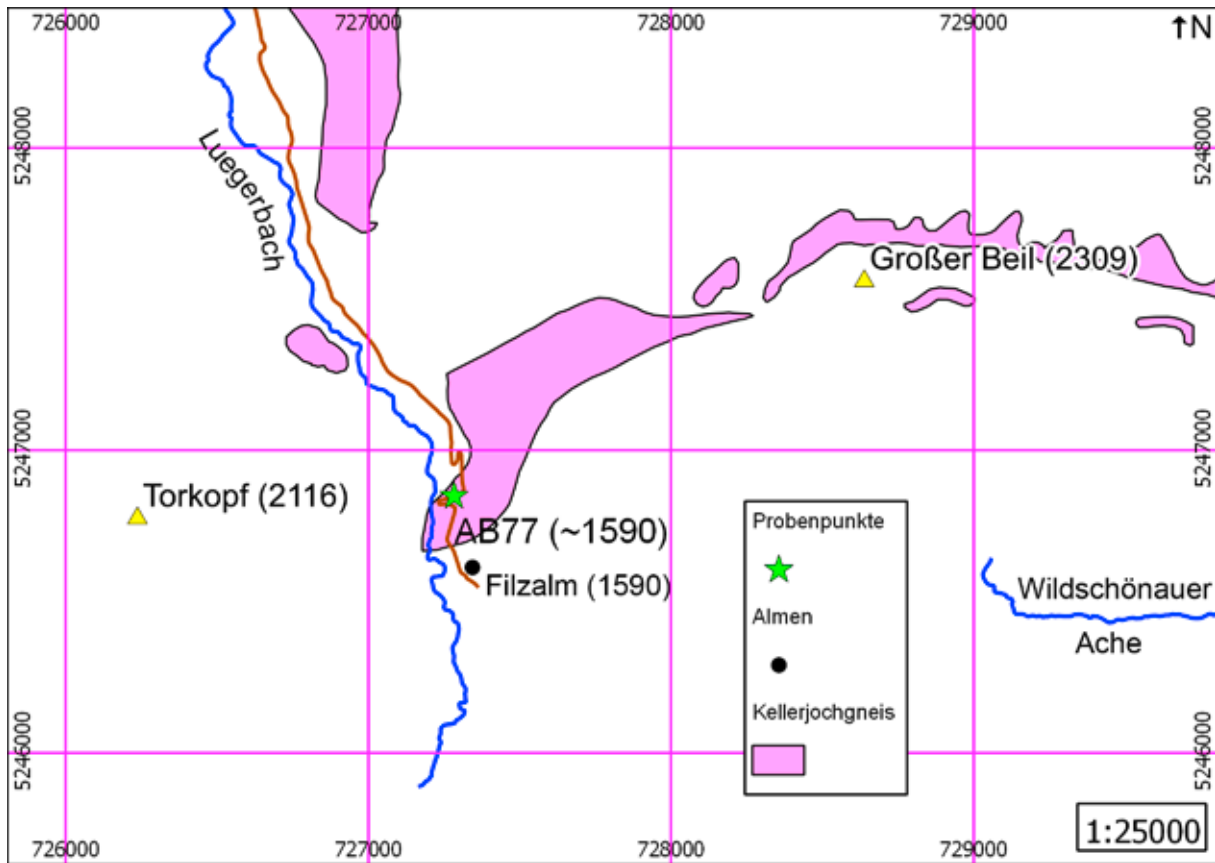


Abb. 37: Am Oberlauf des Lueger Baches, im Dreieck Torkopf, Sonnenjoch und Großer Beil liegt, nahe der Filzalm, ein etwa 26,5 ha großes Kellerjochgneis-Vorkommen. Es gehört zu einem schmalen Band, welches in einem leichten Bogen von Westen nach Osten über den Großen Beil hinüber zur Wildschönauer Ache streicht. Im Süden grenzt es an ein ausgedehntes Vorkommen von Quarzphyllit, im Norden an Serizitschiefer und Metasubgrauwacken sowie Moränenmaterial. Im Tal des Lueger Baches finden sich rezente Schuttbildungen. Der westlich gelegene, nicht direkt anschließende Torkopf ist aus Wildschönauer Schiefer aufgebaut. Die Probe AB 76 wurde etwa 245 m nördlich der Filzalm, auf ca. 1590 m NN aufgesammelt. (Kartenbasis: GEOFABRIK 2013, LAND TIROL 2006–2010, KREUSS 2008a)

färbten Zirkonen durchgeführt. Hierbei wurden von 15 Kristallen sowohl der Kernbereich als auch die Randzonen analysiert. Für zwei Analysen ist unter Berücksichtigung einer Diskordanz von maximal 10 % kein konkordantes Alter zu bestimmen. Gut definierte Diskordanzen sind mit den beiden diskordanten Analysen nicht konstruierbar. Die möglichen Diskordanzen dieser Probe bilden Drei-Punkt-Isochronen und sind daher nicht signifikant.

Die konkordanten Analysen plotten in proterozoischen und paläozoischen Altersbereichen. Die beiden Analysen 7705a1 und 7707a1 aus Kernen geben mit rund 2,4 Ga die ältesten Alter der Probe wieder. Etwas jünger ist der randliche Anwachssaum des Zirkons 7707, welcher ein Alter von etwa 2 Ga besitzt (7707a2). Drei Analysen (7701a1, 7701a2, 7711 a1) geben Alter um 1 Ga wieder. Kadomische beziehungsweise panafrikanische Alter aus 15 Analysen

verteilen sich über einen Bereich zwischen 800 und 550 Ma, hierbei gibt eine Analyse (7716a2) ein Alter von rund 800 Ma wieder, fünf weitere Analysen (7703, 7708a1, 7710a1,

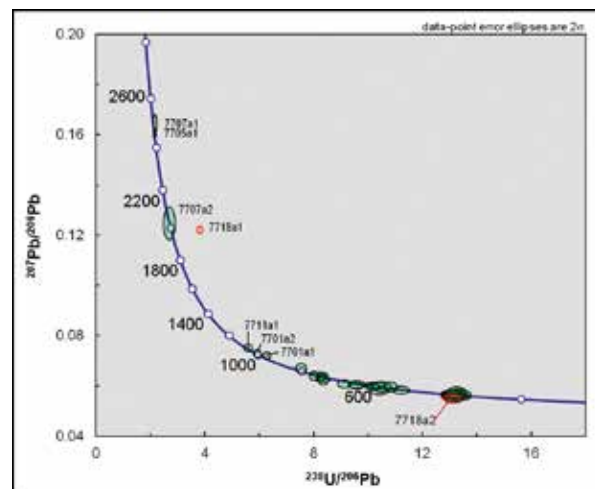


Abb. 38: Tera-Wasserburg-Diagramm aller Analysen der Probe AB 77. Diskordante Analysen (rot), konkordante Analysen (grün).

7710a2, 7716a1) bilden einen Schwerpunkt mit Altern zwischen 760 bis 730 Ma. Die übrigen Analysen kadomischen Alters verteilen sich perlschnurartig auf der Konkordia zwischen 670 und 550 Ma. Sämtliche Analysen paläozoischen Alters ergeben Alter um 470 Ma (s. Abb. 38). Aus diesen 14 konkordanten Analysen, welche sowohl aus Randbereichen, als auch aus Kernen der Zirkone stammen, lässt sich ein gemeinsames Konkordia-Alter von $471 \pm 2,8$ Ma mit einer MSWD von 0,44 berechnen (Abb. 39). Der Algorithmus „TuffZirc“ von LUDWIG & MUNDIL (2002) liefert ein identisches Alter von 471,4 Ma für diese Probe (Abb. 40).

Das Konkordia-Alter von $471 \pm 2,8$ Ma wird als das Kristallisationsalter der Zirkone interpretiert und entspricht dem Extrusionsalter des vulkanischen Edukts der Probe. Ein Metamorphose-Alter für diese Probe wird ausgeschlossen, da die maximal grünschieferfazielle Metamorphose nicht zum Öffnen des U-Pb-Systems im Zirkon gereicht hat.

3.10. Th/U-Verhältnisse

Das Th/U-Verhältnis wird in der Regel als Unterscheidungskriterium zwischen magmatisch und metamorph gewachsenen Zirkonen verwendet. In der Literatur wurde bisher ein Th/U-Verhältnis von unter 0,1 (RUBATTO 2002) als Diskriminante für metamorph gewachsene Zirkone angegeben. SCHALTEGGER et al. (1999) haben in granulitfaziellen Zirkonen jedoch wesentlich höhere Th/U-Verhältnisse nachgewiesen. In neueren Arbeiten (z. B. HARLEY et al. 2007) wird dieses Merkmal zur Unterscheidung von magmatischen und metamorphen Zirkonen kritisch bewertet und empfohlen, das Th/U-Verhältnis als Kriterium nur mit Vorsicht und in Verbindung mit weiteren chemischen Merkmalen sowie unter Berücksichtigung des textuellen Zusammenhangs zu verwenden.

Die Th/U-Verhältnisse der hier untersuchten Proben liegen überwiegend zwischen 0,3 und 1,1 (Abb. 41) und sind daher nach HOSKIN & SCHALTEGGER (2003), RUBATTO (2002) und SCHALTEGGER et al. (1999) als ursprünglich magmatisch gewachsen anzusehen. Zirkone aus drei Proben (AB 74, AB 76, AB 77) zeigen

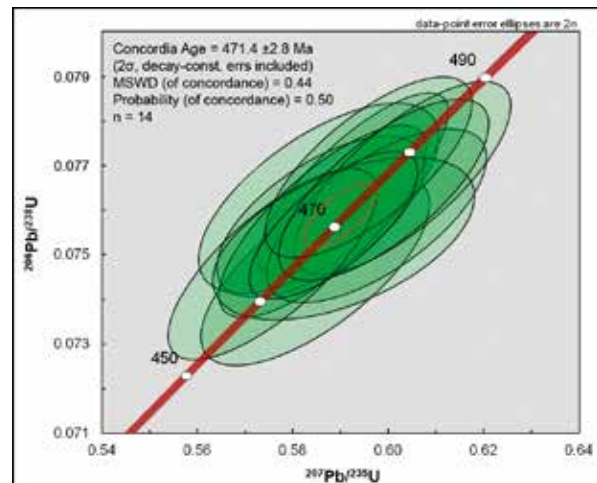


Abb. 39: Konkordia-Alter der Probe AB 77 aus 14 konkordanten Analysen.

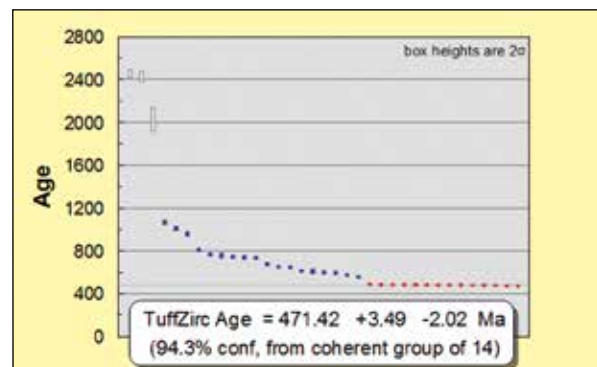


Abb. 40: „TuffZirc“-Alter aus Probe AB 77.

jedoch deutlich niedrigere Th/U-Verhältnisse, teilweise unter 0,1 und scheinen daher metamorph gewachsen zu sein. Ein Auftragen des Th/U-Verhältnisses dieser drei Proben gegen die Zeit (Abb. 42) zeigt, dass nahezu ausschließlich Zirkone mit paläozoischem Alter um 470 bis 460 Ma Th/U-Verhältnisse unter 0,3 beziehungsweise 0,1 aufweisen.

Auffallend ist, dass beinahe alle Analysen mit einem Th/U-Verhältnis unter 0,3 aus den Randbereichen der jungen Zirkone stammen. In den betreffenden Proben existieren jedoch einige wenige Zirkone mit vergleichbarem Alter, deren Kernzonen höhere Th/U-Verhältnisse besitzen (Abb. 43). Da sich sowohl im Gelände als auch im Dünnschliff keine Indizien für eine höhere Metamorphose als die maximale untere Grünschieferfazies finden, kann ein Neuwachstum von metamorphem Zirkon ausgeschlossen werden. Die dazu notwendigen P-T-Bedingungen einer mindestens oberen Amphibolitfazies wurden nicht erreicht (HOSKIN & SCHALTEGGER 2003).

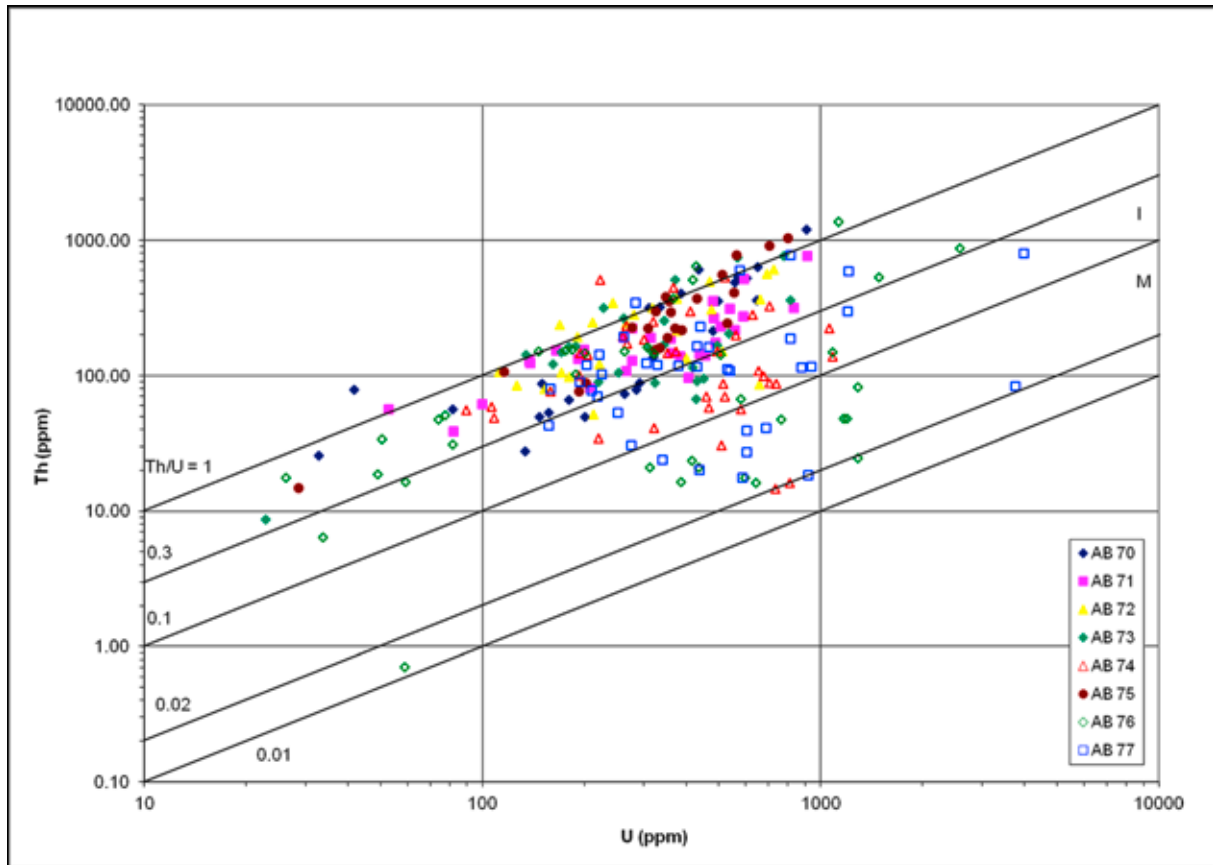


Abb. 41: U gegen Th und Th/U Verhältnis aller Analysen der Proben AB 70 bis AB 77. Die Linie mit Th/U= 0,1 markiert die untere Grenze für magmatische Zirkone (I = *igneous*; M = *metamorphic*) nach RUBATTO (2002).

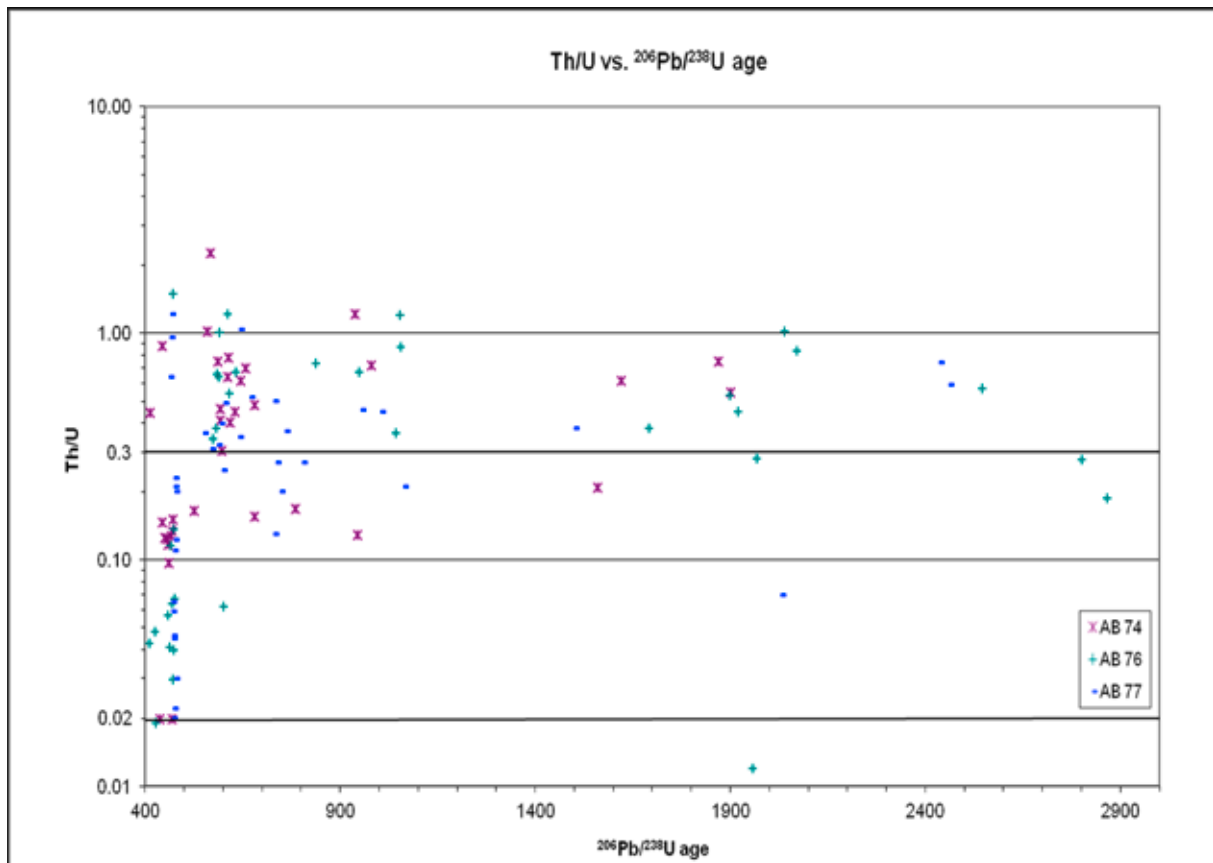


Abb. 42: Th/U-Verhältnisse der Proben AB 74, AB 76 und AB 77 gegen zugehöriges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter.

Als Ursache der auffallend niedrigen Th/U-Verhältnisse in den Proben AB 74, AB 76 und AB 77 sind daher andere Möglichkeiten in Betracht zu ziehen.

So kann beispielsweise ein Zirkonwachstum in Konkurrenz zu Mineralen wie Monazit, Titanit und Allanit angenommen werden, in denen Thorium ein großer struktureller Bestandteil ist, was in einer niedrigeren Thorium-Konzentration im Zirkon und schließlich einem geringeren Th/U-Verhältnis resultiert (HARLEY et al. 2007).

Auch ein umkristallisieren unter Festkörperbedingungen aus älteren, ererbten magmatischen Zirkonkernen ist in Betracht zu ziehen. Da Thorium aufgrund seines größeren Atomradius weniger kompatibel mit dem Zirkongitter ist, ist davon auszugehen, dass Thorium und andere, inkompatible Spurenelemente während einer Rekristallisation selektiv abgeführt werden (HOSKIN & BLACK 2000, RUBATTO & GEBAUER 2000).

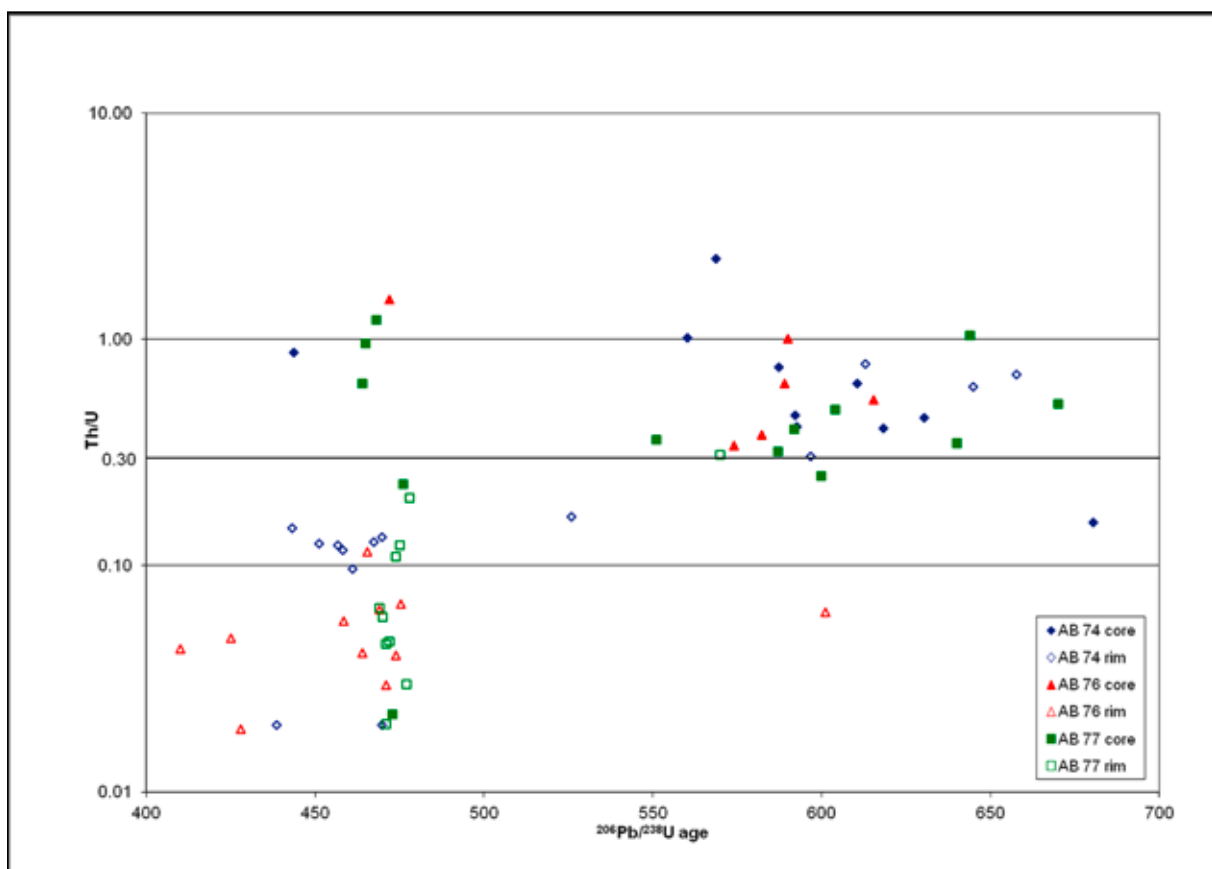


Abb. 43: Th/U-Verhältnisse der konkordanten Analysen aus den Proben AB 74, AB 76 und AB 77 gegen das zugehörige $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter. Dargestellt sind die Analysen aus den Kernbereichen der Zirkone (gefüllte Symbole), sowie die der Randbereiche (offene Symbole).

4. Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

4.1. Zusammenfassung und Interpretation

Die U-Pb-Datierung des Orthogneises am Arbeserkogel (AB 76) liefert ein Minimalalter von 469 ± 4 Ma für dessen granitische Intrusion. Dieses Alter ist mit den durch GANGL et al. (2004) ermittelten Altern für den Kellerjochgneis von 469 ± 2 Ma beziehungsweise 468 ± 1 Ma identisch. Die Datierung eines Porphyroids nahe der Filzalm (AB 77) mit 471 ± 3 Ma wird als nahezu gleich altes, vulkanisches Äquivalent zu den Intrusionen am Kellerjoch gesehen.

Zwei weitere Orthogneise, aus dem Zillertal bei Uderns (AB 71) und aus dem Hackltal bei Auffach (AB 70), liefern etwas jüngere Intrusionsalter von 465 ± 3 und 464 ± 4 Ma. Der mit 465 ± 4 Ma datierte Porphyroid aus dem Alpbachtal (AB 75) wird als gleich altes, vulkanisches Äquivalent zu diesen beiden Intrusionen angesehen.

Die jüngsten Alter mit 462 ± 3 und 461 ± 5 Ma liefern zwei Proben aus einem feinkörnigen Augengneis nahe der Geisthütte (AB 73, AB 74) unterhalb des Kreuzjoches bei Kelchsau, sowie, mit 462 ± 3 Ma, ein Porphyroid an der Unterhemermoosalm (AB 72) westlich von Kelchsau. Der feinkörnige Augengneis kann jedoch nicht eindeutig als ehemals plutonische Intrusionen eines tieferen Stockwerks angesehen werden, sondern wird als aplitische Intrusion in einem flachen, subvulkanischen Stockwerk interpretiert. Ein den Kellerjochgneis durchschlagender Aplit im Zillertal wurde von GANGL et al. (2004) auf ein identisches Alter von 462 ± 1 Ma datiert. Der Porphyroid der Unterhemermoosalm wird als vulkanisches Äquivalent zu dem feinkörnigen Augengneis gedeutet.

Die oben aufgeführten U-Pb-Datierungen lassen sich in drei eng beieinanderliegende Altersabschnitte zwischen 471–469, 465–464 und 462–461 Ma trennen, in denen analog zu plutonischen Intrusionen gleichalterige Porphyroide auftreten. Dies kann auf ein größeres, über

einen Zeitraum von rund 10 Ma anhaltendes, mehrphasiges Intrusionsereignis und damit verbundenem Vulkanismus zurückgeführt werden. Innerhalb dieser Zeitspanne liegen auch die Datierungen des Kellerjochgneises durch GANGL et al. (2004) und die Datierungen der Porphyroide aus der Wildseeloder-Einheit durch SÖLLNER et al. (1991, 1997).

Die Platznahme der analysierten Porphyroide und Orthogneise zwischen 471 und 461 Ma BP entspricht nach der Zeitskala von GRADSTEIN et al. (2004) dem Mittelordovizium.

In der Literatur werden die Porphyroide aus dem Arbeitsgebiet mit dem Blasseneck-Porphyroid korreliert, dessen Alter bisher überwiegend biostratigraphisch bestimmt und als oberordovizisch beschrieben wurde.

So ergeben biostratigraphische Gliederungen am Polster im Raum Eisenerz (Steiermark) mittels Conodonten-Faunen, unter anderem durch FLAJS (1964) und FLAJS & SCHÖNLAUB (1976), ein Einsetzen des dort aufgeschlossenen Blasseneck-Porphyroids im Bereich Caradoc/Ashgill oder im tieferen Ashgill. Für den, den Blasseneck-Porphyroid direkt überlagernden, Polster-Quarzit bestimmte SCHOUPE (1950) im Bereich der Leobner Hütte eine, jedoch durchaus umstrittene, weil teilweise zweifelhafte (FLAJS 1964: S. 374), Caradoc-Fauna anhand von Archaeocyathiden, Brachiopoden, Bryozoen und Korallen. Der Versuch einer erneuten biostratigraphischen Datierung des Polster-Quarzits durch FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) blieb, aufgrund der schlechten Fossilhaltung, erfolglos.

Eine geochronologische Datierung über der Basis des Blasseneck-Porphyroids am Polster bei Eisenerz durch SÖLLNER et al. (1997) ergab ein mittelordovizisches Modellalter von 463 ± 3 Ma, welches die Autoren als Extrusionsalter der Pyroklastika und Laven ansehen.

Somit stehen mittelordovizische Alter aus radiometrischen Datierungen im Widerspruch zu

oberordovizischen Altern aus biostratigraphischen Analysen. Verschiedene Gründe können diese Diskrepanz zwischen den radiometrischen und den biostratigraphischen Altern erklären:

- Zum einen wurde seit den Arbeiten zu den Conodonten-Faunen im Raum Eisenerz die geochronologische Skala wiederholt geändert und Biozonen überarbeitet. Möglicherweise würde eine intensive Überarbeitung der Conodonten-Faunen vom Polster und eine Kalibrierung mit der Graptolithen-Zonierung – die Basis des Oberordoviziums wird derzeit durch die Graptolithen-Zone *Nemagraptus gracilis* definiert – radiometrische und biostratigraphische Alter in Einklang bringen können.
- Zum anderen ist auch eine tektonische Abscherung des Blasseneck-Porphyroids (oder Teile desselben) von seiner ursprünglichen Basis und ein Aufschieben auf jüngere, ober-

ordovizische Serien denkbar, was ebenfalls die Abweichung zwischen den biostratigraphischen und den radiometrischen Altern erklären würde. Ein Beispiel hierfür ist der Porphyroid vom Wildseeloder aus dem Kitzbüheler Raum, der nach HEINISCH (1980) eine abgescherte Basis besitzt.

Für die mittelordovizischen, plutonischen Körper der Orthogneise ist bei einer anzunehmenden Mindestintrusionstiefe von rund 10 km (3,5 kbar; nach SATIR & MORTEANI 1979) für deren sedimentäre Rahmengesteine, die Jausern-Formation, von einem mindestens oberkambrischen bis unterordovizischen Sedimentationsalter auszugehen. Der biostratigraphische Nachweis für die Existenz von Unterordovizium in der Grauwackenzone wurde durch Acritarchen-Funde von REITZ & HÖLL (1989, 1991) erbracht. Der tatsächliche Sedimentationsbeginn der Jausern-Formation konnte bisher weder biostratigraphisch noch ra-

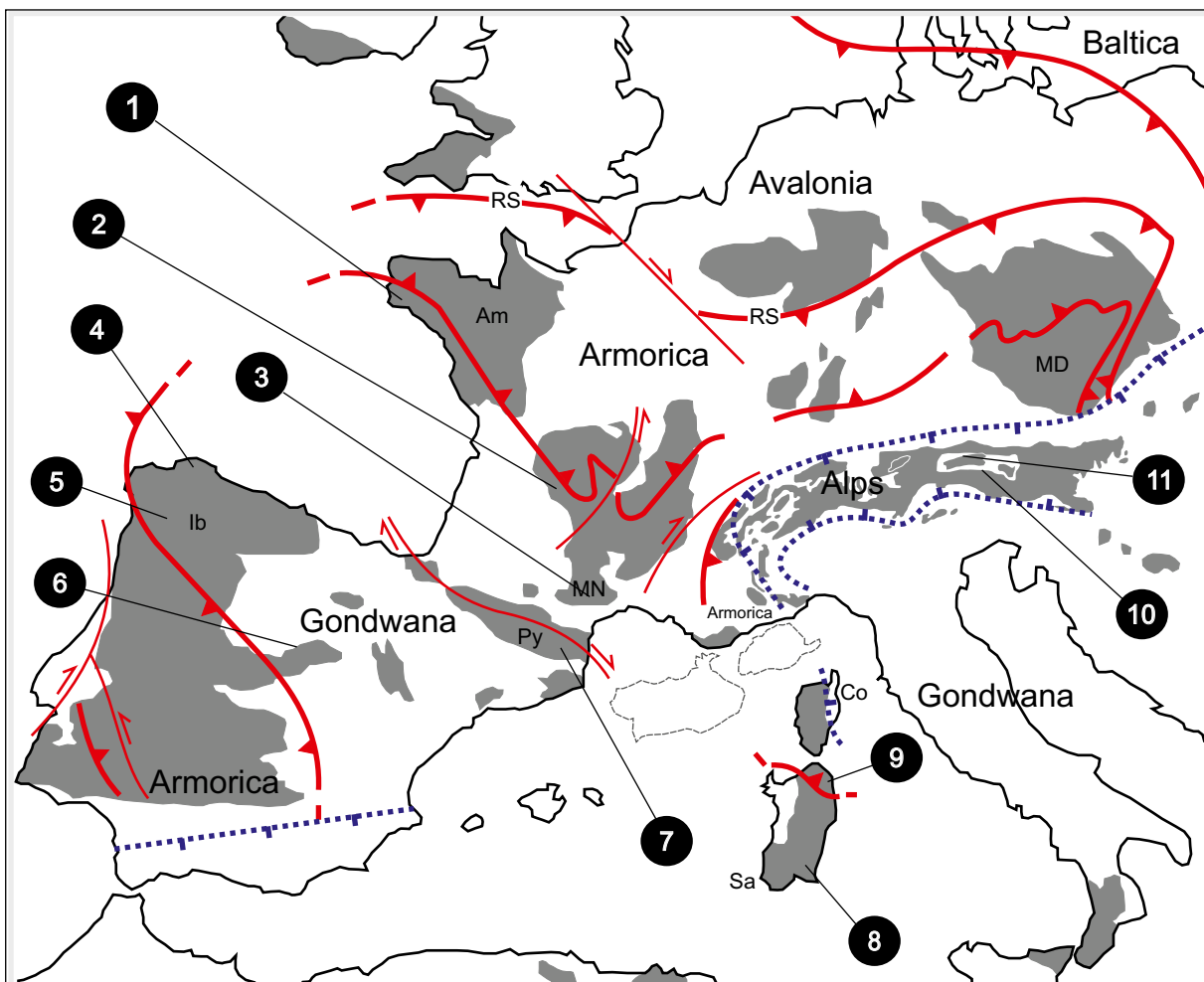


Abb. 44: Auswahl europäischer Orthogneis- und Porphyroid-Vorkommen. Varisciden (grau), alpine Orogenese-Front (blau), Suturen und wichtige Störungen (rot), Armorica (Am), Korsika (Co), Iberia (Ib), Moldanubikum (MD), Montagne Noire (MN), Pyrenäen (Py), Rheische Suture (RS), Sardinien (Sa). Prä-Oligozäne Position Korsikas und Sardiens gestrichelt.

diometrisch bestimmt werden und kann bereits im Präkambrium eingesetzt haben.

Der geochemische Vergleich zwischen den Orthogneisen (Kellerjochgneisen) und den Porphyroiden aus dem Arbeitsgebiet sowie von Porphyroiden aus dem Raum Kitzbühel durch BERBERICH (2008) zeigt, dass diese Gesteine eine enge geochemische Verwandtschaft aufweisen und somit auf eine kogenetische Entwicklung der Orthogneise und Porphyroide, beziehungsweise auf eine Differentiation aus einem gemeinsamen Stammagma schließen lassen. Die in der Grauwackenzone enthaltenen Orthogneise sind nach BERBERICH (2008) teil-

weise als subvulkanische Lakkolithe eines niedrigen Tiefenniveaus in einem aktiven, kontinentalen Rifting anzusehen. Die Schmelzbildung in einer Subduktionszone, wie unter anderem von LOESCHKE (1989) in Betracht gezogen, wird von BERBERICH (2008) jedoch ausgeschlossen. Den Auslöser der Schmelzbildung sieht BERBERICH (2008) in der Anatexis von Metasedimenten in einem Oberkrustenniveau.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass vor etwa 470 Ma ein felischer Magmatismus eingesetzt und in mehreren Schüben zu größeren, flachen Intrusionen in der Jausern-Formation geführt hat. Die Platznahme der granitischen

- | | | | |
|---|---|----|--|
| 1 | 466 ±12 Ma – Tréauray, Orthogneis
470 ±7 Ma – Languidou, Orthogneis
(U-Pb) TIMS
JEGOUZO et al. (1986) | | 476 ±5 Ma – Roc de Frausa, Orthogneis
(U-Pb) SHRIMP
CASTIÑEIRAS et al. (2008) |
| 2 | 475 ±6 Ma – Clair Vivre, Metarhyolit
475 ±11 Ma – Aubazine, Orthogneis
470 ±11 Ma Tulle, Orthogneis
464 ±9 Ma – Port de Vours, Orthogneis
(U-Pb) LA-MC-ICP-MS
MELLETON et al. (2010) | | 456 ±5 Ma – Canigou Cadí, Gneis
(U-Pb) SHRIMP
CASAS et al. (2010) |
| 3 | 456 ±6 Ma – Pont-de-Larn, Orthogneis
(U-Pb) TIMS
ROGER et al. (2004) | | 470 ±6 Ma – Aston, Orthogneis
472 ±2 Ma – Hospitalet, Orthogneis
(U-Pb) SIMS
DENELE et al. (2009) |
| | 471 ±4 Ma – Somain, Orthogneis
(U-Pb) SHRIMP
COCHERIE et al. (2005) | 8 | 464 ±1 Ma – Rio Leunaxi, Metarhyodazit
(U-Pb) LAM-ICP-MS
GIACOMINI et al. (2006) |
| 4 | 475 ±2 Ma – Rhyolit
(U-Pb) TIMS
VALVERDE-VAQUERO et al. (2005) | | 465 ±1 Ma – Porto Corallo, Metadacit
(U-Pb) LA-ICP-MS
OGGIANO et al. (2010) |
| 5 | 465 ±10 Ma – Orthogneis
(U-Pb) TIMS
LANCELOT et al. (1985) | 9 | 458 ±7 Ma – Tanautella, Orthogneis
456 ±14 Ma – Lodè, Orthogneis
474 ±13 Ma – Lula, Porphyroid
(U-Pb) LA-ICP-MS
HELBING & TIEPOLO (2005) |
| 6 | 477 ±4 Ma – La Morcuera, Orthogneis
468 +16/-8 Ma – Riaza, Orthogneis
(U-Pb) TIMS
VALVERDE-VAQUERO & DUNNING (2000) | | 469 ±4 Ma – Orthogneis
(U-Pb) LAM-ICP-MS
GIACOMINI et al. (2006) |
| 7 | 475 ±10 Ma – Canigou, Orthogneis
(U-Pb) SIMS
DELOULE et al. (2002) | | 466 ±3 Ma – Orthogneis
(U-Pb) SHRIMP
GIACOMINI et al. (2006) |
| | 471 ±8 Ma – Canigou, Metamonzogranit
467 ±7 Ma – Canigou, Metaleucogranit
(U-Pb) TIMS
COCHERIE et al. (2005) | 10 | 470 ±3 Ma – Orthogneis
477 ±4 Ma – Metaporphyroid
(U-Pb) SHRIMP
SIEGSMUND et al. (2007) |
| | 477 ±4 Ma – Canigou, Orthogneis
472 ±6 Ma – Canigou, Orthogneis
(U-Pb) SHRIMP
COCHERIE et al. (2005) | 11 | 458 ±11 Ma – anatektischer Bt-Gneis
(Landeggsäge)
(U-Pb) SHRIMP
EICHORN et al. (1999) [Abstr.] |

Intrusionen erfolgte synchron mit extrusivem Vulkanismus. Gegen Ende dieser magmatischen Phase führten kleinere Intrusionen vorwiegend zur Bildung von Apliten oder primär feinkörnigen Graniten. Eine ursprüngliche Ablagerung der Porphyroide aus Ignimbriten wird von HEINISCH (1980) und BERBERICH (2008) anhand petrographischer Analysen belegt. Hierbei wird ein Teil der Porphyroide von HEINISCH (1980) auf die sedimentäre Umlagerung vulkanischen Materials in marine Beckenbereiche zurückgeführt.

4.2. Vergleich der Ergebnisse mit Daten aus den europäischen Varisziden

Aus den ermittelten geochronologischen Altern lässt sich ein Einsetzen des Porphyroid-Vulkanismus, verbunden mit ersten Granitintrusionen, zu Beginn des mittleren Ordoviziums, um 470 Ma v. h., sowie ein Andauern der vulkanisch aktiven Phase über rund 10 Ma ableiten.

Diese vulkanisch aktive Phase ist besonders in den südeuropäischen Varisziden weit verbreitet: so finden sich Orthogneise und Porphyroide mit vergleichbarem rhyolitischen bis dazitischen Chemismus und vergleichbarem Alter unter anderem auf Sardinien (Lula-Porphyroid 474 ± 13 Ma: HELBING & TIEPOLO 2005; Rio-Leunaxi-Metarhyodazit 464 ± 1 Ma: GIACOMINI et al. 2006; Porto-Corallo-Metadazit 465 ± 1 Ma: OGGIANO et al. 2010), in den Pyrenäen (Roc-de-Frausa-Orthogneis 476 ± 5 Ma: CASTIÑEIRAS et al. 2008; Canigou-Cadí-Gneis 456 ± 5 Ma: CASAS et al. 2010) und der Montagne Noire (Pont-de-Larn-Orthogneis 456 ± 6 Ma: ROGER et al. 2004; Somail-Orthogneis 471 ± 4 Ma: COCHERIE et al. 2005) sowie in der südlichen Bretagne. Teilweise wird ein Einsetzen der magmatischen Aktivität bereits aus dem späten Unterordovizium beschrieben, und dauert mancher Orts bis ins untere Oberordovizium an.

Abbildung 44 enthält eine Auswahl der europäischen Orthogneis- und Porphyroid-Vorkommen des Mittleren Ordoviziums.

Die eigenen geochronologischen Daten lassen sich sehr gut mit den oben genannten Altern der Magmatite aus den südeuropäischen Va-

risziden korrelieren. Ihre Entstehung wird von nahezu allen Autoren auf Rifting-Ereignisse am Gondwana-Nordrand zurückgeführt.

Die Ergebnisse von BERBERICH (2008) untermauern die Platznahme in einem kontinentalen Rifting für die analysierten Kellerjochgneise und Porphyroide in der Nördlichen Grauwackenzone.

Unklarheit herrscht lediglich über die Position der Nördlichen Grauwackenzone bezüglich des Gondwana-Nordrandes. Möglich wäre sowohl ein Verbleib am passiven Kontinentalrand Gondwanas, als auch ein Driften mit einem von Gondwana abgetrennten Terrane (PANWITZ 2006).

4.3. Position in einem geodynamischem Szenario

Die Alter der ererbten Zirkonerne – besonders die vermehrt auftretenden panafrikanischen, beziehungsweise cadomischen Alter in den Proben AB 74, AB 76 und AB 77 – lassen auf Gondwana als Herkunftsgebiet des recycelten Materials schließen.

Für den assimilierten Detritus in den Porphyroiden der Grauwackenzone wurde durch SÖLLNER et al. (1997) aus ererbten Bleikomponenten in Zirkonkernen ebenfalls Gondwana als Herkunftsgebiet bestimmt.

Petrographische Untersuchungen der Grauwacken durch HEINISCH (1986, 1988) und PANWITZ (2006) sowie geochemische Untersuchungen der darin enthaltenen detritischen Muskovite durch PANWITZ (2006) belegen für die Nördliche Grauwackenzone ein kontinentales Liefergebiet mit einer „bunten“ Zusammensetzung aus Metamorphiten, Magmatiten und Sedimentgesteinen. Die von PANWITZ (2006) ermittelten $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter detritischer Muskovite weisen gleichfalls auf ein überwiegend panafrikanisch beziehungsweise cadomisch geprägtes Liefergebiet für die Metasedimente der Grauwackenzone hin.

Da in den klastischen Sedimenten der Nördlichen Grauwackenzone und den dortigen

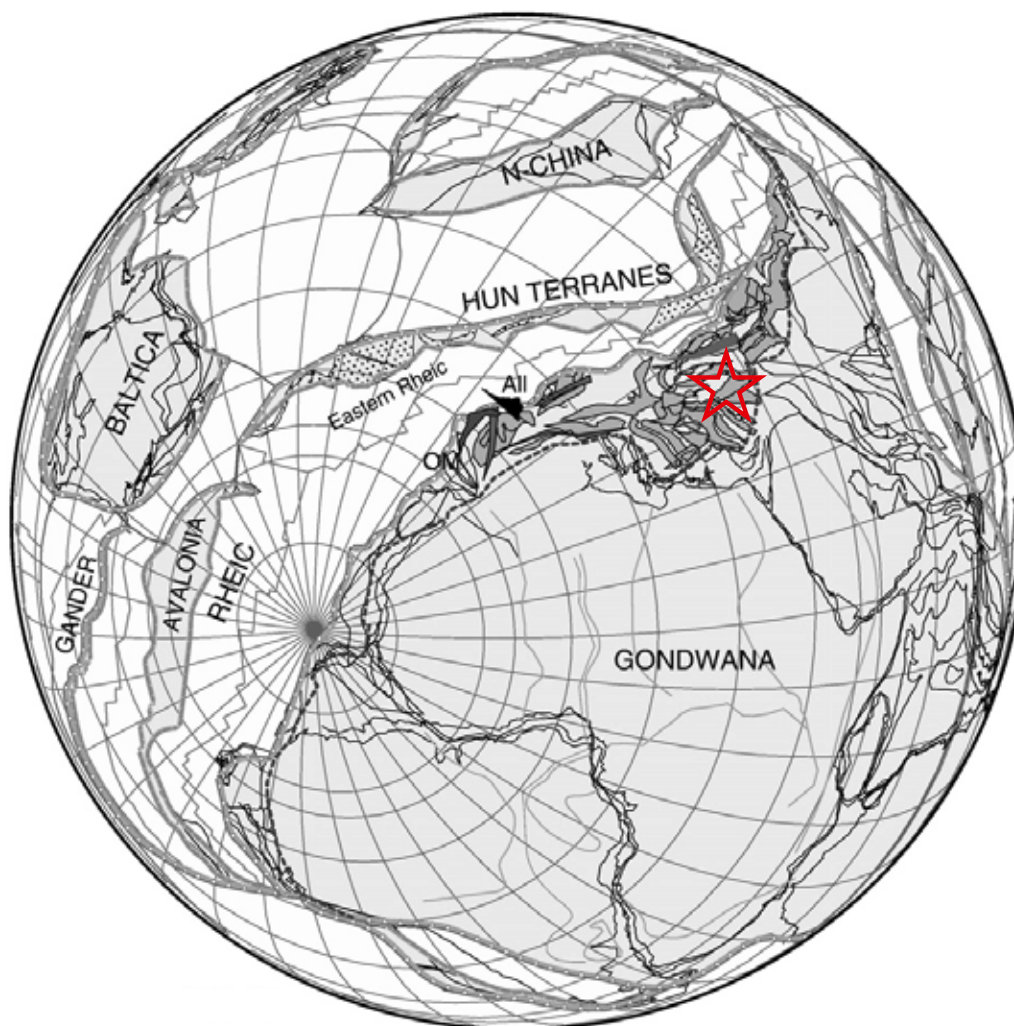


Abb. 45: Plattentektonische Rekonstruktion des Gondwana-Randes um 460 Ma. Bereich der zukünftigen Alpen (Stern). Der Rheische Ozean trennt Avalonia von Gondwana. Der östliche Rheische Ozean (Eastern Rhaic) trennt die künftigen „Chinesischen“ Blöcke (gepunktet) von dem späteren Pangäa-Baseament (mittelgrau). Die mögliche Lage unterordovizischer Randbecken-Ablagerungen z. B. *Armorican Quartzite* (dunkelgrau). Ossa Morena Zone und Iberisches Allochthon (Galicia – Trás-os-Montes) (schwarz). Leicht verändert, nach RAUMER & STAMPFLI (2008).

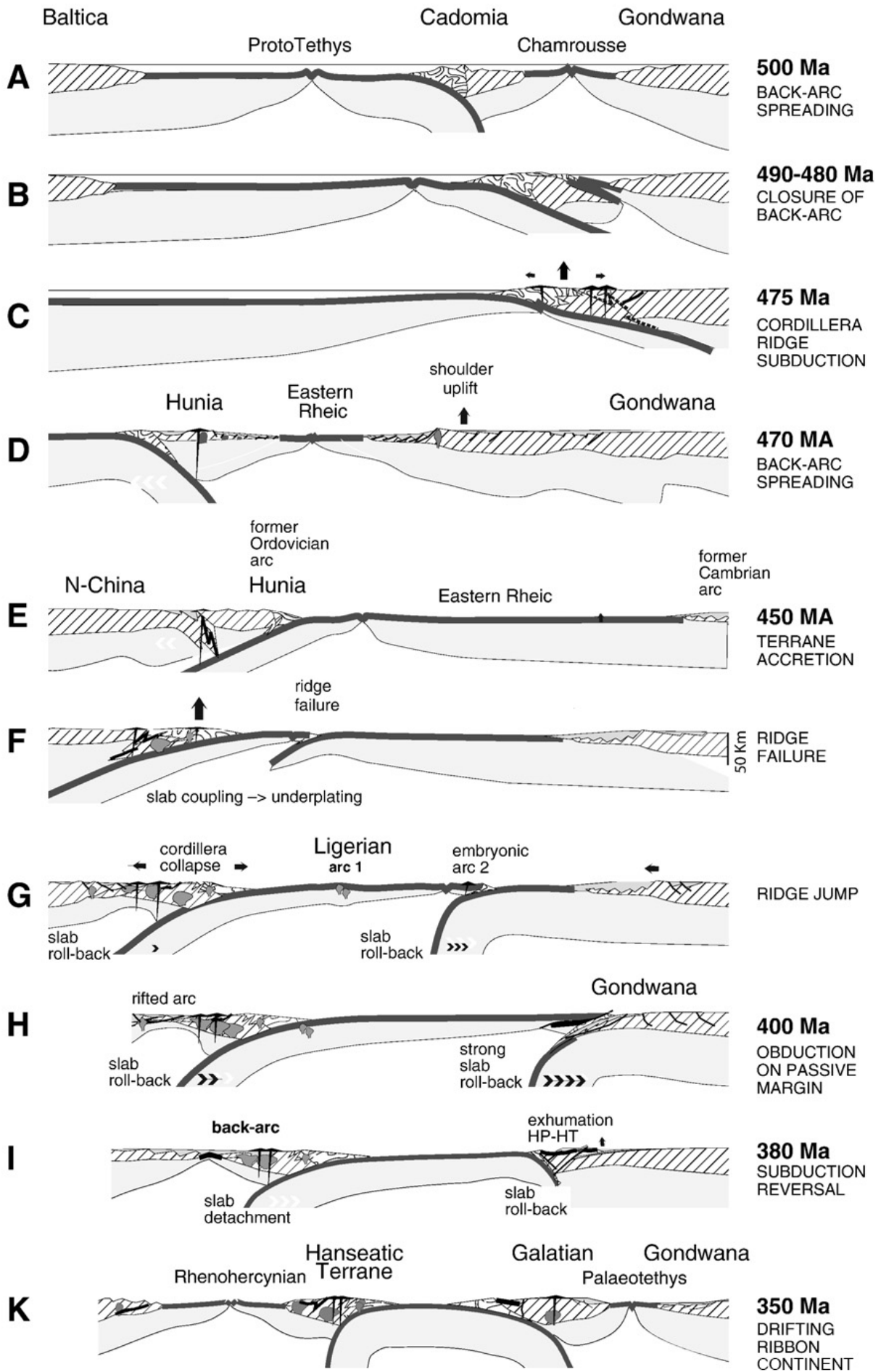
Magmatiten bisher keine Hinweise auf die Existenz einer, die das Liefergebiet dominierende, Subduktionszone gefunden wurden (HEINISCH 1980, 1981; SCHLAEGEL-BLAUT 1990; SÖLLNER et al. 1997; SCHAUDER 2002 und PANWITZ 2006), wird von HEINISCH (1986) für den Bereich der Nördlichen Grauwackenzone die Positionierung des Ablagerungsraumes an einem passiven Kontinentalrand gefordert.

Paläomagnetische Untersuchungen im Bereich Saalbach-Hinterglemm durch SCHÄTZ et al. (2002) belegen ein ehemaliges nordwärts Driften der „Proto-Alpen“. Die Autoren, ermittelten für das von ihnen untersuchte Gebiet, eine Paläobreite von 47° S im Obersilur und 25° S im Mitteldevon. Von einer deutlich südlicheren Position der Grauwackenzone im Mittelordovi-

zium ist daher auszugehen und wahrscheinlich ebenfalls auf einer Breite von etwa 68° S anzusiedeln, welche von NYSÆTHER et al. (2002) für die Montagne Noire ermittelt wurde.

Ein Vergleich mit den paläomagnetischen Daten der Armorican Terrane Assemblage (ATA) aus TAIT et al. (2000) zeigt, dass die ATA im Silur auf deutlich niedrigeren Breiten lag als die „Proto-Alpen“. Den Autorengruppen TAIT et al. (2000) und SCHÄTZ et al. (2002) zufolge sind „Proto-Alpen“ und ATA als zwei eigenständige Terranes anzusehen, welche durch einen mehrere 1.000 km weiten Ozean voneinander getrennt wurden.

Aufgrund der unterschiedlichen „scheinbaren“ Polwanderpfade im Paläozoikum und den wi-



dersprüchlichen Lagen des Pols auf Gondwana ist jedoch die Beziehung zwischen Gondwana-Nordrand und „Proto-Alpen“ paläomagnetisch nicht eindeutig zu klären. SCHÄTZ et al. (2002) halten aufgrund paläoklimatischer Modelle und der Ähnlichkeiten in den devonischen Faunen-Provinzen des Urals und der Alpen den Verbleib des Gondwana-Nordrandes auf höheren Breitengraden für am wahrscheinlichsten.

Alternativ zu dem Modell von SCHÄTZ et al. (2002) beschreiben STAMPFLI et al. (2002) und RAUMER et al. (2002) ein Szenario mit einer südwärts gerichteten Subduktion eines Ozeans zwischen Baltica und Gondwana, der Proto-Tethys, wodurch am Gondwana-Nordrand der Rheische Ozean geöffnet und die Terranes Avalonia und Cadomia vom Gondwana-Nordrand getrennt wurden. Nach der kurzen Trennung von Cadomia und Gondwana erfolgte die Akkretionierung Cadomias am Gondwana-Nordrand, verursacht durch die noch andauernde Subduktion der Proto-Tethys und dem zugehörigen mittelozeanischen Rücken. Nach der Kollision von Cadomia mit dem Gondwana-Nordrand entwickelte sich ein Backarc-Rifting mit einem slab roll-back und trennte später, durch die Öffnung der Paläotethys, das „Hun Superterran“ von Gondwana ab. RAUMER & STAMPFLI (2008) haben dieses Modell nochmals überarbeitet und das „Hun superterran“ in „Hunia“ sowie den europäischen Teil des „Greater Galatian superterran“ in „Galatian terrane“ unterschieden. Die ATA und die „Proto-Alpen“ wären dann in dem mehrere Mikrokontinente umfassenden „Galatian terrane“ beinhaltet (s. Abb. 45 u. 46).

Nach dem Modell von RAUMER & STAMPFLI (2008) verbleibt der Bereich der Alpen und damit der wahrscheinliche Ablagerungsraum der Nördlichen Grauwackenzone zunächst am Gondwana-Nordrand. Erst mit beginnender diachroner Öffnung der Paläotethys im Mittel- bis

Oberdevon wird dieser vom Gondwana-Nordrand abgetrennt und besitzt eine Position am Südrand des abgetrennten „Galatian terrane“.

4.4 Schlussfolgerungen

Es hat sich gezeigt, dass die Kellerjochgneise und die Porphyroide in der Nördlichen Grauwackenzone miteinander vergleichbare Alter zwischen 470 und 460 Ma besitzen und geochronologisch mit dem Blasseneck-Porphyr korrelieren. Da sich innerhalb dieses Zeitraumes drei Altersbereiche in den Proben abgrenzen lassen, ist davon auszugehen, dass die Platznahme der Granite in mehreren Schüben erfolgte. Aufgrund der petrographischen Befunde wird vermutet, dass gegen Ende dieser magmatisch aktiven Phase die Platznahme überwiegend als Aplite erfolgte. Die geochronologische Korrelierbarkeit von Gneisen und Porphyroiden untereinander lässt darauf schließen, dass die Intrusionen der Granite mit extrusivem Vulkanismus einhergingen.

Darüber hinaus lassen ererbte Zirkonkerne mit panafrikanischen oder cadomischen Altern auf Gondwana als Herkunftsgebiet des recycelten Materials schließen, was eine paläogeographische Positionierung am Gondwana-Nordrand untermauert.

Die geographisch weite Verbreitung von Magmatiten mit vergleichbaren Altern und vergleichbarem Chemismus in Europa fordert ein bedeutendes Krustenergebnis für das Mittelordovizium.

Ein geodynamisches Szenario für die Nördliche Grauwackenzone ist aus den Altersdaten alleine nicht abzuleiten. Unter Berücksichtigung unterschiedlicher, bereits existierender Daten zeigt sich das geodynamische Modell

Abb. 46 (I): Profile durch das palinspastische Modell der möglichen plattentektonischen Entwicklung zwischen Baltica und Gondwana im frühen Paläozoikum. A – Subduktion der kambrischen Proto-Tethys unter Gondwana und Öffnung eines kambrischen *back-arc* Troges mit ozeanischer Kruste (Chamrousse); B – Schließung des kambrischen *back-arc*; C – Subduktion des Rückens und Ausbildung einer Kordillere; D – *back-arc spreading* und Öffnung des östlichen Zweiges des Rheischen Ozeans, bogenförmige Abtrennung von „Hunia“; *shoulder uplift* am Gondwana-Nordrand mit der Ausbildung von Randbecken (*Armorican Quartzite*); E – Terran-Akkretion der „Chinesischen Blöcke“ („*N-China*“ und „*Hunia*“); F – Versagender Rücken, Subduktion und *underplating* zwischen den „Chinesischen Blöcken“; G – Verspringen des Rückens und Ausbildung eines embryonalen Bogens; H – Bildung eines *rifted arc* in den „Chinesischen Blöcken“; Obduktion ozeanischer Kruste auf den *passive margin* Gondwanas; I – Subduktions-Umkehr, Exhumierung von HP – HT Formationen am Gondwana-Rand; K – Öffnung der Paläotethys unter Abtrennung des „*Galatian Terrane*“; Öffnung des Rheohercynischen Ozeans. RAUMER & STAMPFLI (2008).

VON RAUMER & STAMPFLI (2008) als durchaus geeignet.

Zum einen verbleibt demnach der alpine Bereich bis ins Mittel- oder Oberdevon am Gondwana-Nordrand, was ein entsprechend großes Liefergebiet für den sedimentären Detritus der Grauwackenzone nahezu durch das ganze Paläozoikum garantiert. Zum anderen findet sich in der Öffnung des östlichen Rheischen Ozeans und der Abspaltung „Hunias“ vom Gondwana-Nordrand im Mittelordovizium ein Großereignis, welches durch Krustendehnung für die Entstehung der gleich alten und in den südeuropäischen Varisziden weit verbreiteten Magmatiten angesehen werden kann. Im Bereich dieses kontinentalen Riftings ist auch

der Ablagerungsraum der Grauwackenzone anzusiedeln.

Seit dem Abdriften von „Hunia“ existierte am Gondwana-Nordrand ein passiver Kontinentalrand, der das Fehlen von Detritus aus einer Subduktionszone in den Ablagerungen der Grauwackenzone erklärt.

Die geodynamische Zuordnung der magmatischen Ereignisse im höheren Mittelordovizium kann für die Nördliche Grauwackenzone daher als weitgehend geklärt gelten. Die noch verbleibenden leichten Unsicherheiten hinsichtlich der paläogeographischen Position sind jedoch mit anderen Methoden zu untersuchen.

5. Danksagung

Ich möchte an dieser Stelle allen Personen meinen Dank aussprechen, welche in den unterschiedlichsten Formen an der Entstehung dieser Arbeit beteiligt waren.

An erster Stelle schulde ich meinem Betreuer, Herrn Prof. Dr. Helmut HEINISCH (Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg) einen großen Dank für die Vergabe dieser Arbeit. Er ist in der Grauwackenzone zu Hause wie sicherlich kein Zweiter und stand mir mit hilfreicher Kritik und Anregungen in Diskussionen stets zur Seite. Auch für seine Geduld bis zur endgültigen Fertigstellung dieser Arbeit habe ich ihm zu Danken.

Herrn Thomas BERBERICH (Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg) danke ich für die Begleitung bei Probennahmen im Gelände sowie für die fruchtbare gemeinsame Zusammenarbeit.

Herrn Dr. Axel GERDES (Goethe-Universität Frankfurt) danke ich für die Hilfe und Anregungen zum picken der Mounts, die Einweisung für das Messen am Massenspektrometer und die Unterstützung bei der Auswertung der Messergebnisse mit seinem Excel®spreadsheet. Auch für die erstklassige und von Ihm eingeleitete Präparation der Probenmounts geht mein Dank an ihn sowie an den unbekanntem Präparator.

Frau Dr. Heidi HÖFER und Herrn Timo LUCHS (beide Goethe-Universität Frankfurt) muss ich für das rasche und unkomplizierte Ausweichen vom ausgefallenem REM auf die Elektronenstrahlmikrosonde (EMP) zur Anfertigung der KL-Aufnahmen sowie für die Einweisung in das Gerät danken.

Herrn Wolfgang SCHILLER (Goethe-Universität Frankfurt) gilt mein Dank für die Vorbereitung der Mounts für die KL-Aufnahmen am REM sowie die geplante und dann leider hinfällig gewordene Betreuung am Gerät.

All den übrigen ungenannten ehemaligen Kolleginnen und Kollegen des Instituts für Geowissenschaften und Geographie in Halle sei für die einmalige Herzlichkeit und die schönen Stunden beim Grillen im Institutshof gedankt!

Meiner Familie danke ich fürs stetige Aufmuntern, die vorliegende Arbeit zum Abschluss zu bringen und die zahlreichen Nachfragen nach dem aktuellen Stand der Arbeit: „Wann bist Du denn fertig?“

Mein ganz spezieller und liebevollster Dank geht an Patricia...

6. Literatur- und Abkürzungsverzeichnis*

* Das Literaturverzeichnis richtet sich nach den Empfehlungen von HORATSCHKE & SCHUBERT (1998). Englische Titel sind nach den Konventionen des *Chicago Manual of Style* groß geschrieben.

- AMPFERER, O. & OHNESORGE, TH. (1918): Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, 1: 75.000, Blatt Rattenberg. – Wien (k. k. Geologische Reichsanstalt).
- BERBER, J., KACHER, H. & LANGER, R. (1994): Physik in Formeln und Tabellen. – 7. durchges. Aufl.; Stuttgart (Teubner).
- BERBERICH, T. (2007): Geologische Aufnahme des Lodron-Gebietes im Kelchsau-Tal. – Halle (Martin-Luther-Univ.). [Dipl.-Ktng., unveröff.]
- BERBERICH, T. (2008): Geochemischer Vergleich von Porphyroiden und Augengneisen aus den Kitzbüheler Alpen/Österreich. – Halle (Martin-Luther-Univ.). [Dipl.-Arb., unveröff.]
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. – Stuttgart (Ferdinand Enke).
- CASAS, J. M., CASTIÑERAS, P., NAVIDAD, M., LIESA, M. & CARRERAS, J. (2010): New Insights into the Late Ordovician Magmatism in the Eastern Pyrenees: U-Pb SHRIMP Zircon Data from the Canigó Massif. – *Gondwana Research* 17: 317–324.
- CASTIÑERAS, P., NAVIDAD, M., LIESA, M., CARRERAS, J. & CASAS, J. M. (2008): U-Pb Zircon Ages (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician Magmatism in the Eastern Pyrenees: New Insights into the Pre-Variscan Evolution of the Northern Gondwana Margin. – *Tectonophysics* 461: 228–239.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G*: 11–35; Wien und Z. deutsch. geol. Ges. 116 (2): 267–291; Hannover.
- COCHERIE, A., BAUDIN, T., AUTRAN, A., GUERROT, C., FANNING, C. M. & LAUMONIER, B. (2005): U-Pb Zircon (ID-TIMS and SHRIMP) Evidence for the Early Ordovician Intrusions of Metagranites in the Late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France). – *Bull. Soc. géol. Fr.* 176 (3): 269–282.
- CORFU, F., HANCHAR, J. M., HOSKIN, P. W. O. & KINNY, P. (2003): Atlas of Zircon Textures. – In: HANCHAR, J. M. & HOSKIN, P. W. O. (Eds.): *Zircon. – Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 53: 468–500; Washington D. C. (Mineralogical Society of America & Geochemical Society).
- DAL PIAZ, G. V., BISTACCHI, A. & MASSIRONI, M. (2003): Geological Outline of the Alps. – *Episodes* 26 (3): 175–180.
- DANA, E. S. (1892): *The System of Mineralogy of James Dwight Dana: 1837–1868: Descriptive Mineralogy.* – 6th ed.; New York (Wiley).
- DELOULE, E., ALEXANDROV, P., CHEILLETZ, A., LAUMONIER, B. & BARBEY, P. (2002): In-Situ U-Pb Zircon Ages for Early Ordovician Magmatism in the Eastern Pyrenees, France: the Canigou Orthogneisses. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* 91: 398–405.
- DENELE, Y., BARBEY, P., DELOULE, E., PELLETER, E., OLIVIER, P. & GLEIZES, G. (2009): Middle Ordovician U-Pb Age of the Aston and Hospitalet Orthogneiss Laccoliths: Their Role in the Variscan Evolution of the Pyrenees. – *Bull. Soc. géol. Fr.* 180 (3): 209–216.
- EICHHORN, R., LOTH, G., HOLL, R., FINGER, F., SCHERMAIER, A. & KENNEDY, A. (1999): U-Pb SHRIMP Data of Pre-Alpine Rocks of the Tauern Window (Austria) – Active Terrain and Back-Arc Found, But Where Is the Adjacent Continental Crust? – *Terra Nostra* 99 (1): 79–80.
- FLAIS, G. (1964): Zum Alter des Blasenack-Porphyrroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*: 369–378; Stuttgart.
- FLAIS, G. & SCHÖNLAUB, H. P. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.* 2: 257–303; Wien.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. M. & FREY, M. (1996): Mesozoic Paleogeography and the Timing of Eclogite-Facies Metamorphism in the Alps: A Working Hypothesis. – *Eclogae geol. Helv.* 89 (1): 81–110.
- GANGL, S., KLÖTZLI, U., FINGER, F. & TROPPER, P. (2004): Zirkon- und Monazitalter des Kellerjochgneises (Nördliches Zillertal, Tirol, Ostalpen). – *Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz* 9: 123.
- Geofabrik (2013): OpenStreetMap Data Extracts, Europe, Austria. – <http://download.geofabrik.de/osm/europe/austria-130320.shp.zip>. [2013-03-20T20:00:03Z]
- GERDES, A. & ZEH, A. (2006): Combined U-Pb and Hf Isotope LA-(MC)-ICP-MS Analyses of Detrital Zircons: Comparison with SHRIMP and New Constraints for the Provenance and Age of an Armorican Metasediment in Central Germany. – *Earth and Planetary Science Letters* 249 (1–2): 47–61.
- GERDES, A. & ZEH, A. (2009): Zircon Formation Versus Zircon Alteration – New Insights from Combined U-Pb and Lu-Hf In-Situ LA-ICP-MS Analyses, and Consequences for the Interpretation of Archean Zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. – *Chemical Geology* 261 (3–4): 230–243.
- GIACOMINI, F., BOMPAROLA, R. M., GHEZZO, C. & GULDBRANSEN, H. (2006): The Geodynamic Evolution of the Southern European Variscides: Constraints from the U/Pb Geochronology and Geochemistry of the Lower Palaeozoic Magmatic-Sedimentary Sequences of Sardinia (Italy). – *Contrib. Mineral. Petrol.* 152: 19–42.
- GUBELS, R. & ADRIAENS, A. (2000): Einleitung zu den massenspektrometrischen Methoden. – In: PAVICEVIC, M. K. & AMTHAUER, G. (Hrsg.): *Physikalisch-chemische Untersuchungsmethoden in den Geowissenschaften I: Mikroskopische, analytische und massenspektrometrische Methoden*: 159–170; Stuttgart (Schweizerbart).
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SMITH, A. G., BLEEKER, W. & LOURENS, L. J. (2004): A New Geologic Time Scale, with Special Reference to Precambrian and Neogene. – *Episodes* 27 (2): 83–100.
- GWINNER, M. P. (1971): *Geologie der Alpen – Stratigraphie Paläogeographie Tektonik.* – Stuttgart (Schweizerbart).
- HADITSCH, H. G. & MOSTLER, H. (1983): The Succession of Ore Mineralization of the Lower Austroalpine Innsbruck Quartzphyllite. – In: SCHNEIDER, H. J. (Ed.): *Mineral deposits of the Alps*: 51–59; Berlin (Springer).
- HARLEY, S. L., KELLY, N. M. & MÖLLER, A. (2007): Zircon Behaviour and the Thermal Histories of Mountain Chains. – *Elements* 3: 25–30.
- HEAMAN, L. & PARRISH, R. (1991): U-Pb Geochronology of Accessory Minerals. – In: HEAMAN, L. & LUDDEN, J. N. (Eds.): *Short Course Handbook on Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology*: 59–102; Toronto (Mineral. Ass. Canada).
- HEINISCH, H. (1980): *Der ordovizische „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie.* – München (Ludwig-Maximilians-Univ.). [Diss., unveröff.]
- HEINISCH, H. (1981): *Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie.* – *Jb. Geol. B.-A.* 124 (1): 1–109.
- HEINISCH, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der paläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. – München (Ludwig-Maximilians-Univ.). [Habil.-Schr., unveröff.]
- HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone – Ostalpen. – *Schweizer Mineral. Petrogr. Mitteilungen* 68: 407–418.
- HEINISCH, H. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone, im Innsbrucker Quarzphyllit und der Gaisbergtrias auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jb. Geol. B.-A.* 144 (3–4): 386–387.
- HEINISCH, H. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jb. Geol. B.-A.* 145 (3–4): 330–332.
- HEINISCH, H. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzende Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jb. Geol. B.-A.* 146 (1–2): 95–96.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – *Jb. Geol. B.-A.* 147 (3–4): 654–656.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.* 130 (2): 163–173.
- HELBING, H. & TIEPOLO, M. (2005): Age Determination of Ordovician Magmatism in NE Sardinia and Its Bearing on Variscan Basement Evolution. – *J. Geol. Soc.* 162: 689–700; London.
- HORATSCHKE, S. & SCHUBERT, Th. unter Mitarbeit von BARTMANN, W., EHLING, B.-C., HOPPE, A., SCHMIDT, R., SEIDEL, G., STEINGÖTTER, K., STORCH, D. H., WOLF, R. & WÜSTENHAGEN, K. (1998): Richtlinie für die Verfasser Geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Empfehlungen zur Manuskripterstellung von Text, Abbildungen, Tabellen, Tafeln und Karten. – Hannover (BGR (Hrsg.)). [In Kommission: Stuttgart (Schweizerbart)]
- HOSKIN, P. O. W. & BLACK, L. P. (2000): Metamorphic Zircon Formation by Solid-State Recrystallization of Protolith Igneous Zircon. – *J. metamorphic Geol.* 18 (4): 423–439.
- HOSKIN, P. O. W. & SCHALTEGGER, U. (2003): The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. – In: HANCHAR, J. M. & HOSKIN, P. W. O. (Eds.): *Zircon. – Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 53: 27–62; Washington D. C. (Mineralogical Society of America & Geochemical Society).
- HOUK, R. S. (1986): *Mass Spectrometry of Inductively Coupled Plasmas.* – *Analytical Chemistry* 58 (1): 97A–105A.
- JACKSON, S. E. (2001): The Application of Nd:YAG Lasers in LA-ICP-MS. – In: SYLVESTER, P. J. (Ed.): *Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences: Principles*

- and Applications. – Short Course Series 29: 29–45; Québec (Mineralogical Association of Canada).
- JACKSON, S. E., PERSON, N. J., GRIFFIN, W. L. & BELOUSOVA, E. A. (2004): The Application of Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry to In-Situ U-Pb Zircon Geochronology. – *Chem. Geol.* 211 (1–2): 47–69.
- JEGOZO, P., PEUCAT, J.-J. & AUDREN, C. (1986): Caractérisation et signification géodynamique des orthogneiss calco-alcalins d'âge ordovicien de Bretagne méridionale. – *Bull. Soc. géol. Fr.* 2 (5): 839–848.
- KREUSS, O. (Komp.) (2008a): Geofast-Karte – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1 : 50.000, Blatt 120 – Wörgl. – Wien (Geologische Bundesanstalt). [Stand 1999]
- KREUSS, O. (Komp.) (2008b): Geofast-Karte – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1 : 50.000, Blatt 121 – Neukirchen am Großvenediger. – Wien (Geologische Bundesanstalt). [Stand 1999]
- LANCELOT, J. R., ALLEGRET, A. & PONCE DE LEON, M. I. (1985): Outline of Upper Precambrian and Lower Palaeozoic Evolution of the Iberian Peninsula According to U-Pb Dating of Zircons. – *Earth and Planetary Science Letters* 74 (4): 325–337.
- Land Tirol (Hrsg.) (2006–2010): Laserscanning. Frei verfügbarer Schummerungs-WMS von Tirol. – <http://www.tirol.gv.at/themen/sicherheit/geoinformation/laserscanning/>. [Schummerungskarten von Oberflächen- und Geländemodell (DOM und DGM) für Geoinformationssysteme (GIS) basierend auf Laserscanningdaten; verfügbar am 21.05.2013]
- LEDERER, C. M., HOLLANDER, J. M. & PERLMAN, I. (1967): Table of Isotops. – 6th ed.; New York (Wiley).
- LOESCHKE, J. (1989): Lower Palaeozoic Volcanism of the Eastern Alps and Its Geodynamic Implications. – *Geologische Rundschau* 78 (2): 599–616; Stuttgart.
- LOESCHKE, J. & HEINISCH, H. (1993): Palaeozoic Volcanism of the Eastern Alps and Its Paleotectonic Significance. – In: RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*: 441–455; Berlin (Springer).
- LOTH, G., EICHHORN, R., HÖLL, R., KENNEDY, A., SCHAUDER, P. & SÖLLNER, F. (2001): Cambro-Ordovician Age of a Metagabbro from the Wildschönau Ophiolite Complex, Greywacke Supergroup (Eastern Alps, Austria): A U-Pb SHRIMP study. – *Eur. J. Mineral.* 13: 57–66.
- LUDWIG, K. R. (2003): User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. – Spec. Publ. 4.; Berkeley (Berkeley Geochronology Center).
- LUDWIG, K. R. & MUNDIL, R. (2002): Extracting Reliable U-Pb Ages and Errors from Complex Populations of Zircons from Phanerozoic Tuffs. – *Goldschmidt Conference Abstracts 2002*: A463.
- MATTHES, S. (1996): Mineralogie – eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. – 5. Aufl.; Berlin (Springer).
- MELLETON, J., COCHERIE, A., FAURE, M. & ROSSI, P. (2010): Precambrian Protoliths and Early Paleozoic Magmatism in the French Massif Central: U-Pb Data and the North Gondwana Connection in the West European Variscan Belt. – *Gondwana Research* 17 (1): 13–25.
- MEZGER, K. & KROGSTAD, E. J. (1997): Interpretation of Discordant U-Pb Zircon Ages: An Evaluation. – *J. Metamorphic Geol.* 15 (1): 127–140.
- NOMEN NESCIO (2013a): Thorium-Reihe. – In: WIKIPEDIA (Hrsg.): *Die freie Enzyklopädie*. – Permanentlink: <http://de.wikipedia.org/w/index.php?title=Thorium-Reihe&oldid=116956698>. [04.04.2013]
- NOMEN NESCIO (2013b): Uran-Radium-Reihe. – In: WIKIPEDIA (Hrsg.): *Die freie Enzyklopädie*. – Permanentlink: <http://de.wikipedia.org/w/index.php?title=Uran-Radium-Reihe&oldid=116953060>. [04.04.2013]
- NOMEN NESCIO (2013c): Uran-Actinium-Reihe. – In: WIKIPEDIA (Hrsg.): *Die freie Enzyklopädie*. – Permanentlink: <http://de.wikipedia.org/w/index.php?title=Uran-Actinium-Reihe&oldid=116956688>. [04.04.2013]
- NYSÆTHER, E., TORSVIK, T. H., FEIST, R., WALDERHAUG, H. J. & EIDE, E. (2002): Ordovician Paleogeography with New Palaeomagnetic Data from the Montagne Noire (Southern France). – *Earth and Planetary Science Letters* 203: 329–341.
- OGGIANO, G., GAGGERO, L., FUNEDDA, A., BUZZI, L. & TIEPOLO, M. (2010): Multiple Early Paleozoic Volcanic Events at the Northern Gondwana Margin: U-Pb Age Evidence from the Southern Variscan Branch (Sardinia, Italy). – *Gondwana Research* 17 (1): 44–58.
- PANWITZ, C. (2006): Provenienzanalyse an paläozoischen Metasedimenten der Ostalpen mit Schwerpunkt in der Nördlichen Grauwackenzone – Petrographie, Glimmerchemie, ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Datierungen. – Halle (Martin-Luther-Univ.) [Diss.]
- PESTAL, G., HEIL, E. unter Mitarbeit von EGGER, H., HUSEN, D. VAN, LINNER, M., MANDL, G. W., MOSER, M., REITNER, J., RUPP, C. & SCHUSTER, R., BRAUNSTINGL, R. (Koord.) (2005): Geologische Karte von Salzburg 1 : 200.000. – Wien (Geologische Bundesanstalt).
- PIBER, A., TROPPEL, P. & MIRWALD, P. W. (2008): The Metamorphic Evolution of the Patscherkofel Crystalline Complex (Tyrol, Eastern Alps, Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences* 101: 27–35.
- PIBER, A., TROPPEL, P. & MIRWALD, P. W. (2009): Geothermobarometry of a Stipnomelane-Garnet-Bearing Metapelite: P-T Constraints on the Eo-Alpine Metamorphic Overprint of the Austroalpine Nappes North of the Tauern Window. – *Mineral. Petrol.* 96 (1–2): 99–111.
- RAUMER, J. F. VON, STAMPFLI, G. M., BOREL, G. & BUSSY, F. (2002): Organization of Pre-Variscan Basement Areas at the North-Gondwanan Margin. – *Int. J. Earth Sci.* 91: 35–52.
- RAUMER, J. F. VON & STAMPFLI, G. M. (2008): The Birth of the Rheic Ocean – Early Palaeozoic Subsidence Patterns and Subsequent Tectonic Plate Scenarios. – *Tectonophysics* 461: 9–20.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1989): Unterordovizische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – *Jb. Geol. B.-A.* 132 (4): 761–774.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1991): Biostratigraphischer Nachweis von Arenig in der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – *Jb. Geol. B.-A.* 134 (2): 329–344.
- ROCKENSCHAUB, M., KOLENPRAT, B. & FRANK, W. (2003a): Geochronologische Daten aus dem Brennergebiet: Steinacher Decke, Brennermesozoikum, Ötz-Stubai-Kristallin, Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum. – In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.): *Arbeitstagung 2003 „Brenner“*, Blatt 148 Brenner: 117–124.
- ROCKENSCHAUB, M., KOLENPRAT, B. & NOWOTNY, A. (2003b): Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum, Patscherkofelkristallin. – In: GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (Hrsg.): *Arbeitstagung 2003 „Brenner“*, Blatt 148 Brenner: 41–58.
- ROGER, F., RESPAUT, J.-P., BRUNEL, M., MATTE, P. & PAQUETTE, J.-L. (2004): Première datation U-Pb des orthogneiss coëllés de la zone axiale de la Montagne Noire (Sud du Massif Central): nouveaux témoins du magmatisme ordovicien la chaîne Varisque. – *Comptes Rendus Geoscience* 336: 19–28.
- ROTH, R. (1983): Petrographie und Tektonik der mittelostalpinen Kellerjochgneis-Decke und angrenzender Gebiete zwischen Schwaz und Märzengrund (Tirol). – Münster (Westfälische Wilhelms-Univ.). [Diss., unveröff.]
- ROTH, R. (1984): Veränderungen im Stoff- und Mineralbestand während mehrphasiger Mylonitisierung der Kellerjoch-Gneise (Tirol). – *Geol. Rundschau* 73 (1): 69–89.
- RUBATTO, D. (2002): Zircon Trace Element Geochemistry: Partitioning with Garnet and the Link between U-Pb Ages and Metamorphism. – *Chemical Geology* 184 (1–2): 123–138.
- RUBATTO, D. & GEBAUER, D. (2000): Use of Cathodoluminescence for U-Pb Zircon Dating by Ion Microprobe: Some Examples from the Western Alps. – In: PAGEL, M., BARBIN, V., BLANC, P. & OHNENSTETTER, D. (Eds.): *Cathodoluminescence in Geosciences*. – Berlin (Springer).
- SATIR, M. & MORTEANI, G. (1978): P-T-Conditions of the High-Pressure Hercynian Event in the Alps as Deduced from Petrological, Rb-Sr and O¹⁸/O¹⁶ Data on Phengites from the Schwazer Augengneise (Eastern Alps, Austria). – *Schweizer Mineral. Petrogr. Mitt.* 58: 289–302.
- SATIR, M. & MORTEANI, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen – *Geol. Rundschau* 68 (1): 1–40.
- SATIR, M., FRIEDRICHSEN, H. & MORTEANI, G. (1980): ¹⁸O/¹⁶O and D/H Study of the Minerals from the Steinkogelschiefer und der Schwazer Augengneise (Salzburg/Tirol, Austria) – *Schweizer Mineral. Petrogr. Mitt.* 60: 99–109.
- SCHALTEGGER, U., FANNING, C. M., GUNTHER, D., MAURIN, J. C., SCHULMANN, K. & GEBAUER, D. (1999): Growth, Annealing and Recrystallization of Zircon and Preservation of Monazite in High-Grade Metamorphism: Conventional and In-Situ U-Pb Isotope, Cathodoluminescence and Microchemical Evidence. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 134: 186–201.
- SCHAUDER, P. (2002): Ordovizische Entwicklung im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung mafischer und ultramafischer Magmatite. Geochemische, isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen. – *Münchner Geol. Hefte A30*: 103 S.; München (Ludwig-Maximilians-Univ.). [Diss.]
- SCHÄTZ, M., TAIT, J., BACHTADSE, V., HEINISCH, H. & SOFFEL, H. (2002): Palaeozoic Geography of the Alpine Realm, New Palaeomagnetic Data from the Northern Greywacke Zone, Eastern Alps. – *Int. J. Earth Sci.* 91: 979–992.
- SCHLAEGEL, P. (1988): Geotektonische Neuinterpretation des basischen Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Ostalpen – ein Überblick. – *Schweizer Mineral. Petrogr. Mitt.* 68: 419–432.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum. – *Abh. Geol. B.-A.* 43: 1–149.
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E., & SCHUSTER, R. (2004a): TRANSMED Transects IV, V and VI: Three Lithospheric Transects across the Alps and Their Forelands. – In: CAVAZZA, W., ROURE, F., SPAKMAN, W., STAMPFLI, G. M. & ZIEGLER, P. A. (Eds.): *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle, Part Two*. – Berlin (Springer). [CD-ROM IV–VI]
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E., & SCHUSTER, R. (2004b): Tectonic Map and Overall Architecture of the Alpine Orogen. – *Eclogae Geol. Helv.* 97: 93–117.
- SCHOUPPE, A. (1950): Archaeocyathacea in einer Caradoc-Fauna der Grauwackenzone der Ostalpen – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. (Abh.) B* 91: 193–232.
- SCHONLAUB, H. P. & HEINISCH, H. (1993): The Classic Fossiliferous Palaeozoic Units of the Eastern and Southern Alps. – In: VON RAUMER, J. F. & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. – Berlin (Springer).

- SCHWARZER, A. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone, auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jb. Geol. B.-A. 144 (3–4): 387–388.
- SIEGSMUND, S., HEINRICH, T., ROMER, R. L., & DOMAN, D. (2007): Age Constraints on the Evolution of the Austroalpine Basement to the South of the Tauern Window. – Int. J. Earth Sci. 96: 415–432.
- SÖLLNER, F., HÖLL, R. & MILLER, H. (1991): U-Pb-Systematik der Zirkone in Meta-Vulkaniten („Porphyroide“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). – Z. dt. geol. Ges. 142: 285–299.
- SÖLLNER, F., MILLER, H. & HÖLL, R. (1997): Alter und Genese rhyodazitischer Metavulkanite („Porphyroide“) der Nördlichen Grauwackenzone und der Karnischen Alpen (Österreich): Ergebnisse von U-Pb-Zirkondatierungen. – Z. dt. geol. Ges. 148 (3–4): 499–522.
- STACEY, J. S. & KRAMERS, J. D. (1975): Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. – Earth and Planetary Science Letters 26: 207–221.
- STAMPELLI, G. M., RAUMER, J. F. & BOREL, G. D. (2002): Paleozoic Evolution of Pre-Variscan Terranes – From Gondwana to the Variscan Collision. – In: MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., HATCHER, R. D., ARENAS, R. & DÍAZ GARCÍA, F. (Eds.): Variscan-Appalachian Dynamics – The Building of the Late Paleozoic Basement. – Geological Society of America, Special Paper 364: 263–280.
- STEIGER, R. H. & JÄGER, E. (1977): Subcommittee on Geochronology: Convention on the Use of Decay Constants in Geo- and Cosmochronology. – Earth and Planetary Science Letters 36: 359–362.
- STRUNZ, H. (1957): Mineralogische Tabellen. – 3. Aufl.; Leipzig (Akad. Verlagsges.).
- TAIT, J., SCHÄTZ, M., BACHTADSE, V. & SOFFEL, H. (2000): Palaeomagnetism and Palaeogeography of Gondwana and European Terranes. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (Eds.): Orogenic Processes – Quantification and Modelling in the Variscan Belt. – Geol. Soc. Spec. Publ. 179: 21–34; London.
- TERA, F. & WASSERBURG G. J. (1972): U-Th-Pb Systematics in Three Apollo 14 Basalts and the Problem of Initial Pb in Lunar Rocks: – Earth and Planetary Science Letters 14: 281–304.
- TEUSCHER, E. O. (1933): Methodisches zur quantitativen Strukturgliederung körniger Gesteine. – Mineral. Petrogr. Mitt. 44: 411–421.
- TIPPLER, P. A. (1994): Physik. – 1. Aufl., 2. korrig. Nachdr.; Heidelberg (Spektrum). [aus dem Amerik. übers. von M. BAUMGARTNER]
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien 10: 3–62.
- VALVERDE-VAQUERO, P. & DUNNING, G. R. (2000): New U-Pb Ages for Early Ordovician Magmatism in Central Spain. – J. Geol. Soc. 157: 15–26; London.
- VALVERDE-VAQUERO, P., MARCOS, A., FARIAS, P. & GALLASTEGUI, G. (2005): U-Pb Dating of Ordovician Felsic Volcanism in the Schistose Domain of the Galicia-Trás-Os-Montes Zone near Cabo Ortegal (NW Spain). – Geologica Acta 3 (1): 27–37.
- WALTHER, S. (2004): Kartierung im Bereich des Langen Grundes und strukturgeologisches Inventar der Grenze Grauwackenzone/Quarzphyllit. – Halle (Martin-Luther-Univ.). [Dipl.-Arb., unveröff.]
- WETHERILL, G. W. (1956): Discordant Uranium-Lead Ages, I. – Transactions (Amer. Geophys. Union) 37 (3): 320–326.
- WHITNEY, D. L. & EVANS, B. W. (2010): Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. – American Mineralogist 95: 185–187.
- WIMMERAUER, W. (1985): Petrologie der magmatischen und metamorphen Gesteine. – Stuttgart (Enke).
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1976): Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements – Chem. Geol. 20: 325–343.

Benutzte Abkürzungen

AB:.....mit nachfolgender Zahl zwischen 70 und 77 steht für die Probenbezeichnung (Namenskürzel + lfd. Probennummer)	MSWD:.....mean square weighted deviation (mittlere gewichtete quadratische Standardabweichung)
Abb:.....Abbildung	µm:.....Einheitszeichen der SI-Einheit Mikrometer, 10 ⁻⁶ m
Ar:.....chemisches Zeichen für Argon	N:.....Norden, nördlich
ATA:.....Armorican Terrane Assemblage	Nd:.....chemisches Zeichen für Neodym
Bl:.....Blatt	nm:.....Einheitszeichen der SI-Einheit Nanometer, 10 ⁻⁹ m
BP:.....Before Present (vor heute)	NNW:.....Nordnordwest, nordnordwestlich
bzw.:.....beziehungsweise	ÖK50:.....amtliches (topografisches) Kartenwerk von Österreichisch im Maßstab 1:50.000
°C:.....Grad Celsius	Pb:.....chemisches Zeichen für Blei
ca.:.....circa	P-T:.....pressure-temperature, Druck-Temperatur
cm:.....Einheitszeichen der SI-Einheit Zentimeter, 10 ⁻² m	TIMS:.....Thermionen-Massenspektrometer
E:.....Osten, östlich	Rb:.....chemisches Zeichen für Rubidium
ENE:.....Ostnordost, ostnordöstlich	s:.....Einheitszeichen für die SI-Basiseinheit der Zeit; Sekunde
engl.:.....englisch	s.:.....siehe
et al.:.....et alii, und andere	S:.....Süden, südlich
g:.....Einheitszeichen der SI-Einheit für Masse, Gramm, 10 ⁻³ kg	S.:.....Seite
Ga:.....Gigajahr, entspricht einer Milliarde Jahre	SEV:.....Sekundärelektronenvervielfacher
Hg:.....chemisches Zeichen für Quecksilber	SHRIMP:.....Sensitive High Resolution Ion Microprobe (empfindliche hochauflösende Ionenmikrosonde)
ID:.....isotopic dilution; Isotopenverdünnung	SIMS:.....Sekundär-Ionen-Massenspektrometer
Kap.:.....Kapitel	Sm:.....chemisches Zeichen für Samarium
kbar:.....Einheitszeichen für Druck, Kilobar, 10 ³ bar	Sr:.....chemisches Zeichen für Strontium
KL:.....Kathodolumineszenz	SSE:.....Südsüdost, südsüdöstlich
km:.....Einheitszeichen der SI-Einheit Kilometer, 10 ³ m	Th:.....chemisches Zeichen für Thorium
l:.....Maßeinheit für das Volumen, Liter, 10 ⁻³ m ³	u.:.....und
ICP:.....inductively coupled plasma (induktiv gekoppeltes Plasma)	U:.....chemisches Zeichen für Uran
LA:.....laser ablation (Laser Ablation)	UTM:.....Universale Transverse Mercatorprojektion
LAM:.....laser ablation microprobe (Laserablationsmikrosonde)	UV:.....Ultraviolett
MC:.....multi collector (als Detektionseinheit)	v. h.:.....vor heute
MS:.....mass spectrometry (Massenspektrometrie)	Vol.:.....Volumen
m:.....Einheitszeichen für die SI-Basiseinheit der Länge; Meter	WR:.....whole rock; Gesamtgestein
Ma:.....Megajahr, entspricht einer Million Jahre	WSW:.....West-südwest, west-südwestlich
min:.....Einheitszeichen der Zeit, Minute, 60 s	
mm:.....Einheitszeichen der SI-Einheit Millimeter, 10 ⁻³ m	

Anschrift des Verfassers:

Dr. Axel BLATT, Am Schothen 12, 57399 Kirchhundem



Abb. A-1: Augengneis Probe AB 76 in der Probenlokalität am Kellerjoch. Deutlich erkennbar sind die großen, hellen Augen aus Kalifeldspat in der feinkörnigen, dunklen Grundmatrix. Die Höhe des Hammerkopfes beträgt 3,5 cm.

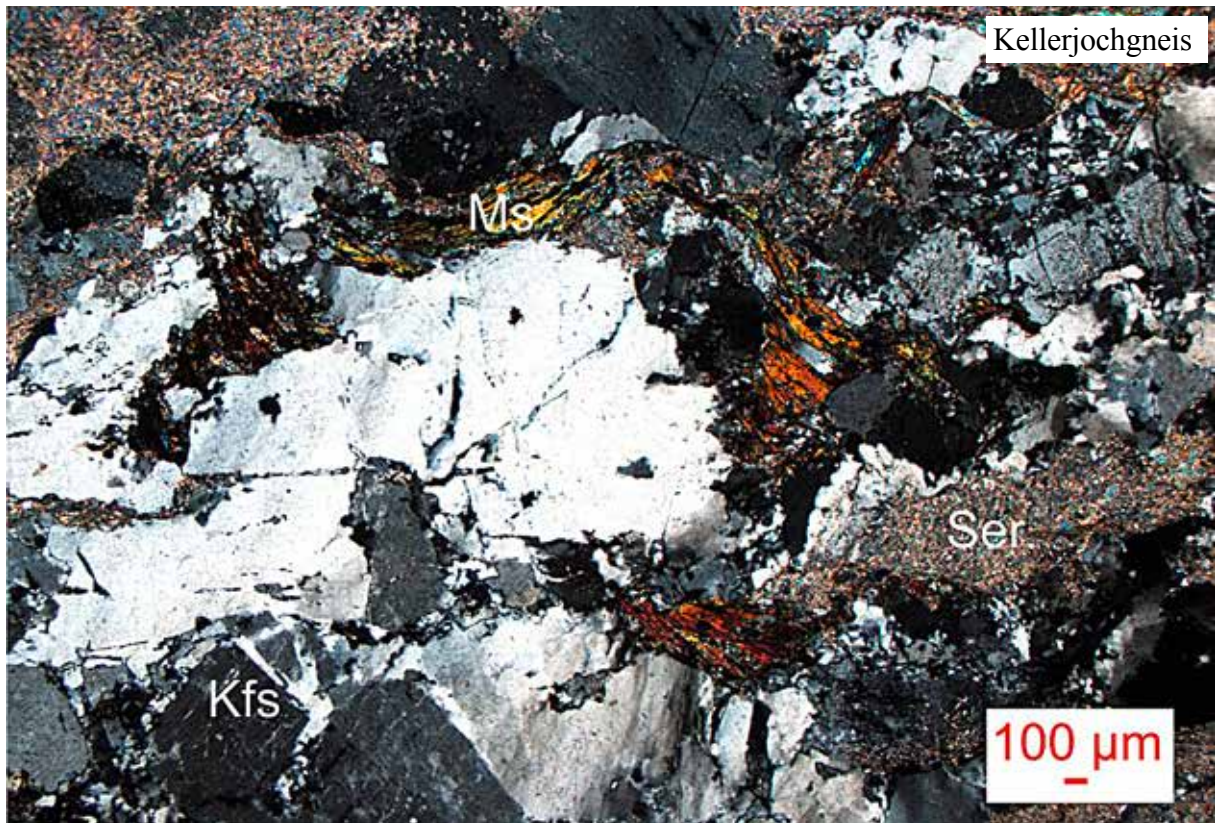


Abb. A-2: SF-Dünnschliff der Probe AB 70. Kalifeldspatauge in sericitischer Matrix. Am rechten Bildrand sind einige Quarzkörner mit Subkornbildung zu erkennen. Aufnahmen hinter einem Primärfilter (PF) oder Sekundärfilter (SF). Alle Abkürzungen der Minerale in den Dünnschliffen nach WHITNEY & EVANS (2010). [Ms: Muskovit, Kfs: Kalifeldspat, Ser: Serizit]

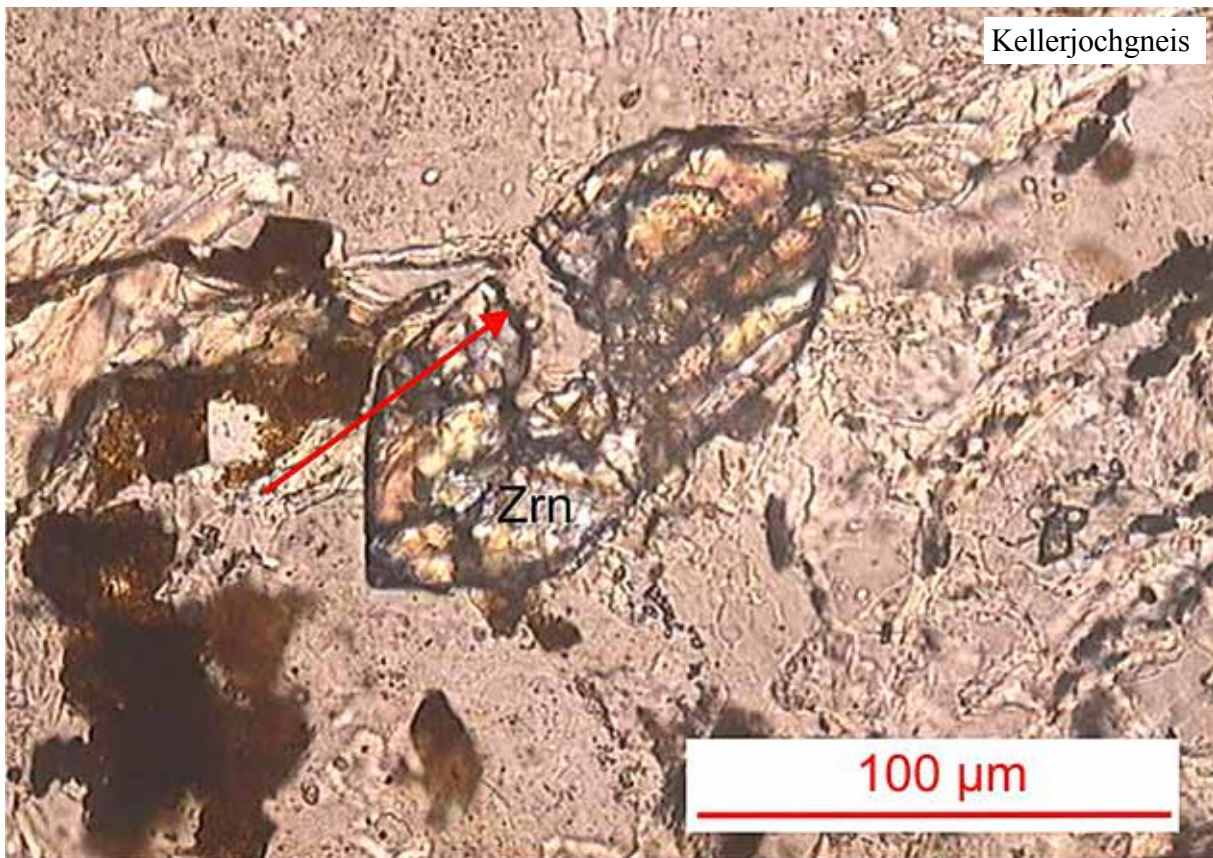


Abb. A-3: PF-Dünnschliff der Probe AB 70. Der zentrale Zirkonkristall besitzt eine magmatische Korrosionsbucht (Pfeil), welche eine Wegsamkeit für U- oder Pb-Verlust aus dem Kristall darstellt. [Zrn: Zirkon]



Abb. A-4: Aufschlusslokalität der Probe AB 75. Die Höhe des Hammers (linke Bildmitte) beträgt 60 cm. Das Gestein ist feinkörnig, die enthaltenen Klasten sind maximal 1 mm groß.

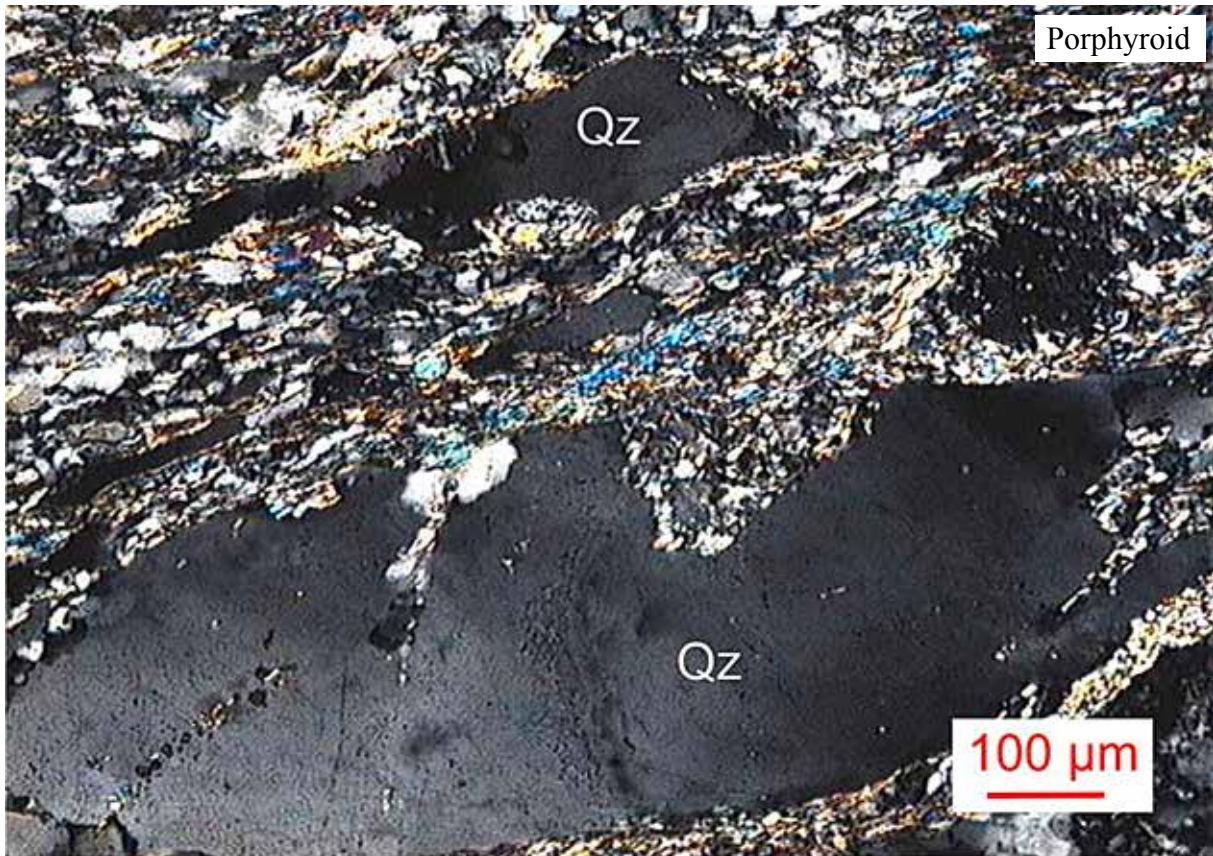


Abb. A-5: SF-Dünnschliff der Probe AB 72. Die Quarzklasten im Bild zeigen magmatische Korrosionsbuchten und werden von einer Schieferung mit Quarz- (graue Interferenzfarben) und Glimmerdomänen (blaue und gelbe Interferenzfarben) umflossen. [Qz: Quarz]



Abb. A-6: SF-Dünnschliff der Probe AB 77. Undulös auslöschende Quarze mit magmatischen Korrosionsbuchten. [Qu: Quarz]

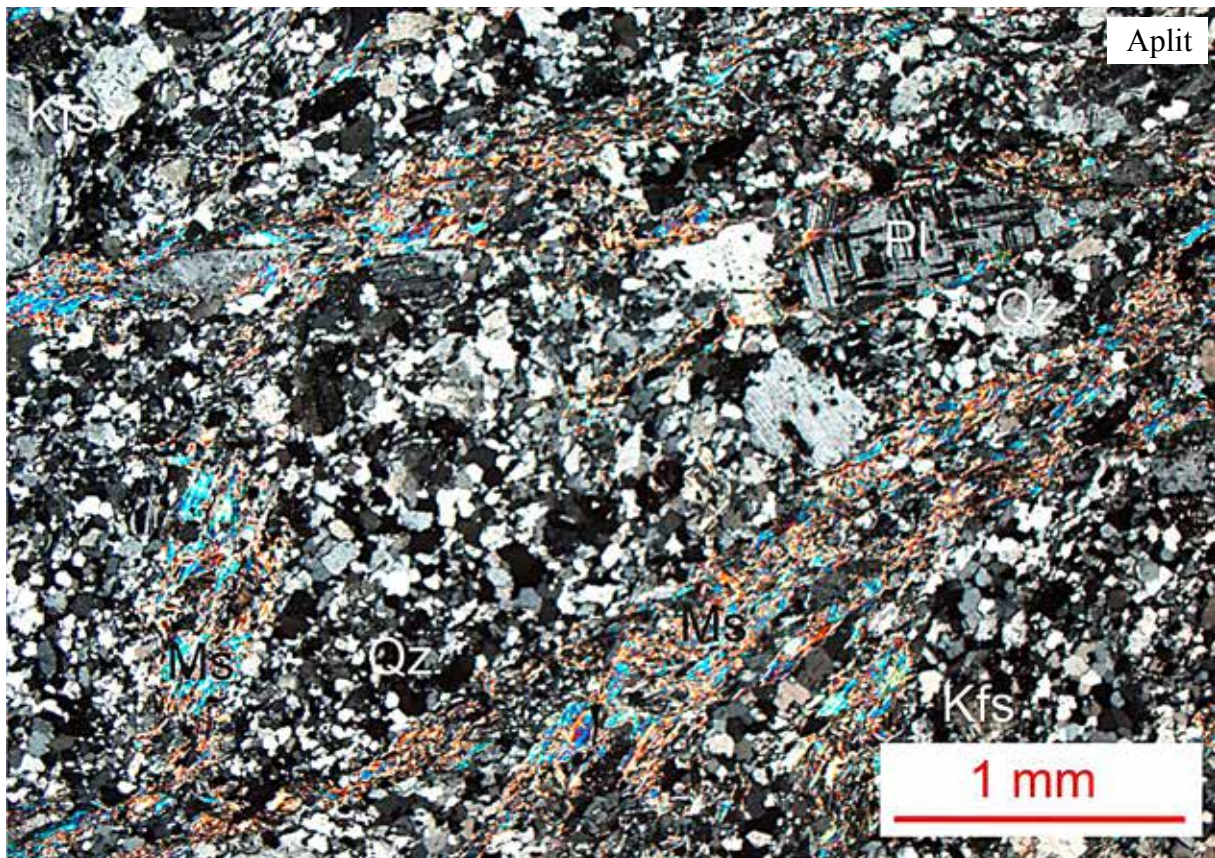


Abb. A-7: SF-Dünnschliff der Probe AB 73. Ein polymineralisch mit Feldspat verwachsener Quarzkristall in der Bildmitte zeigt ein rekristallisiertes Pflastergefüge. [Kfs: Kalifeldspat, Pl: Plagioglas, Qz: Quarz, Ms: Muskovit]

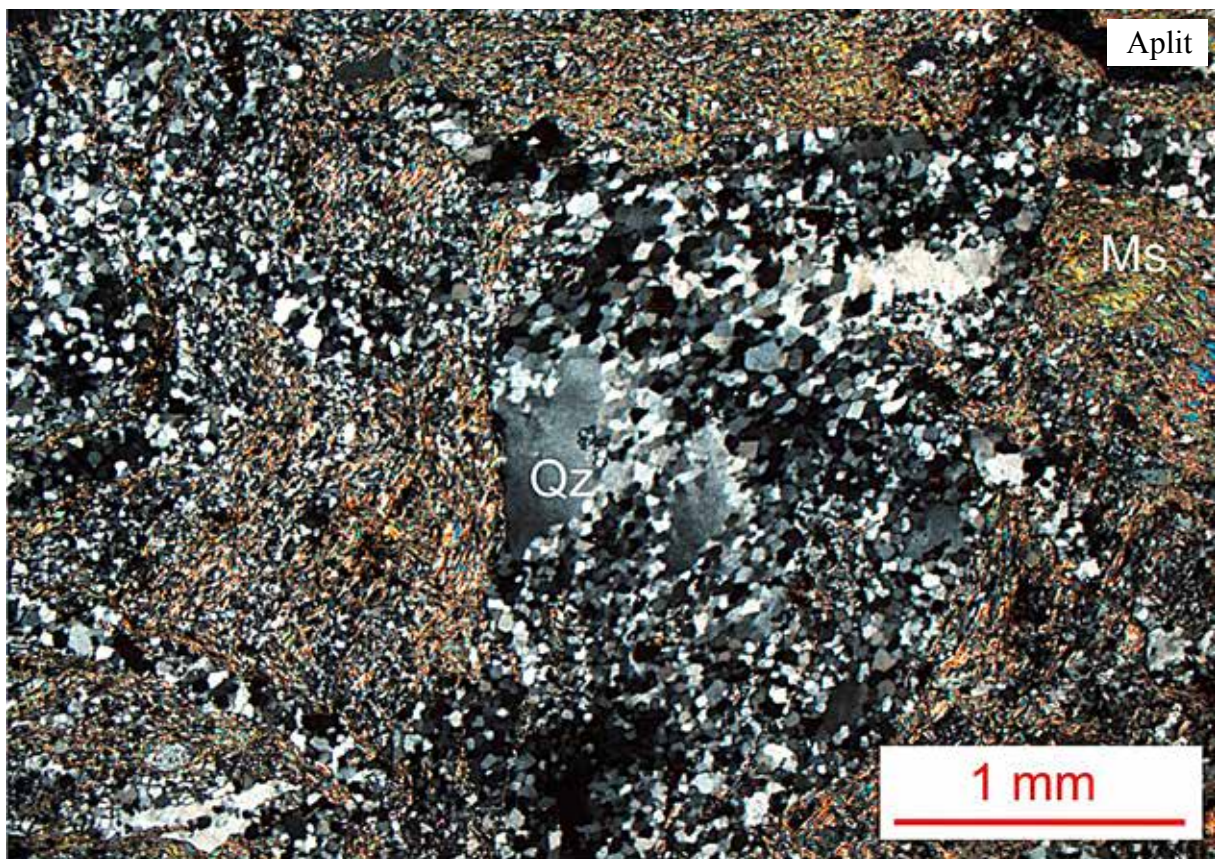
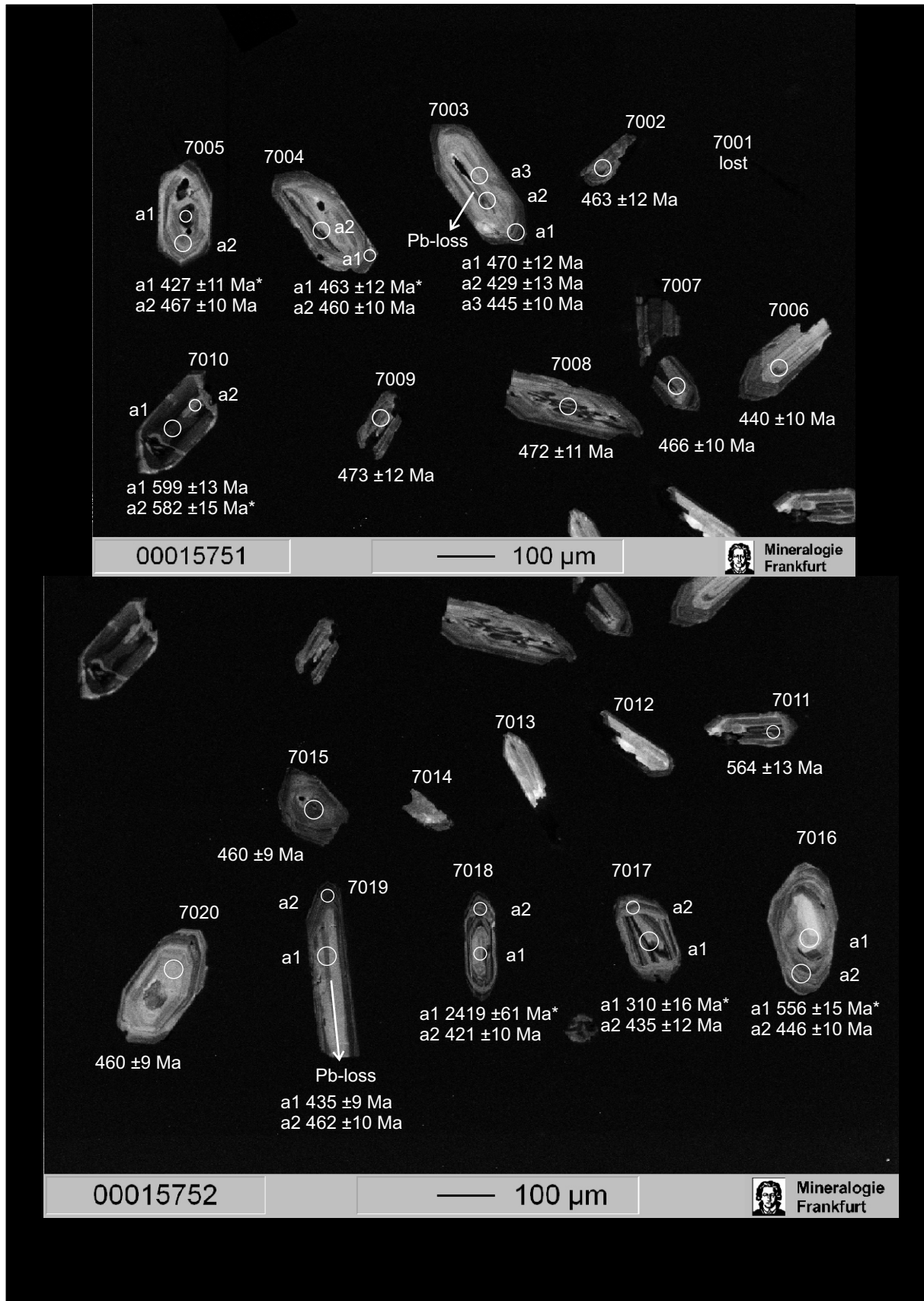
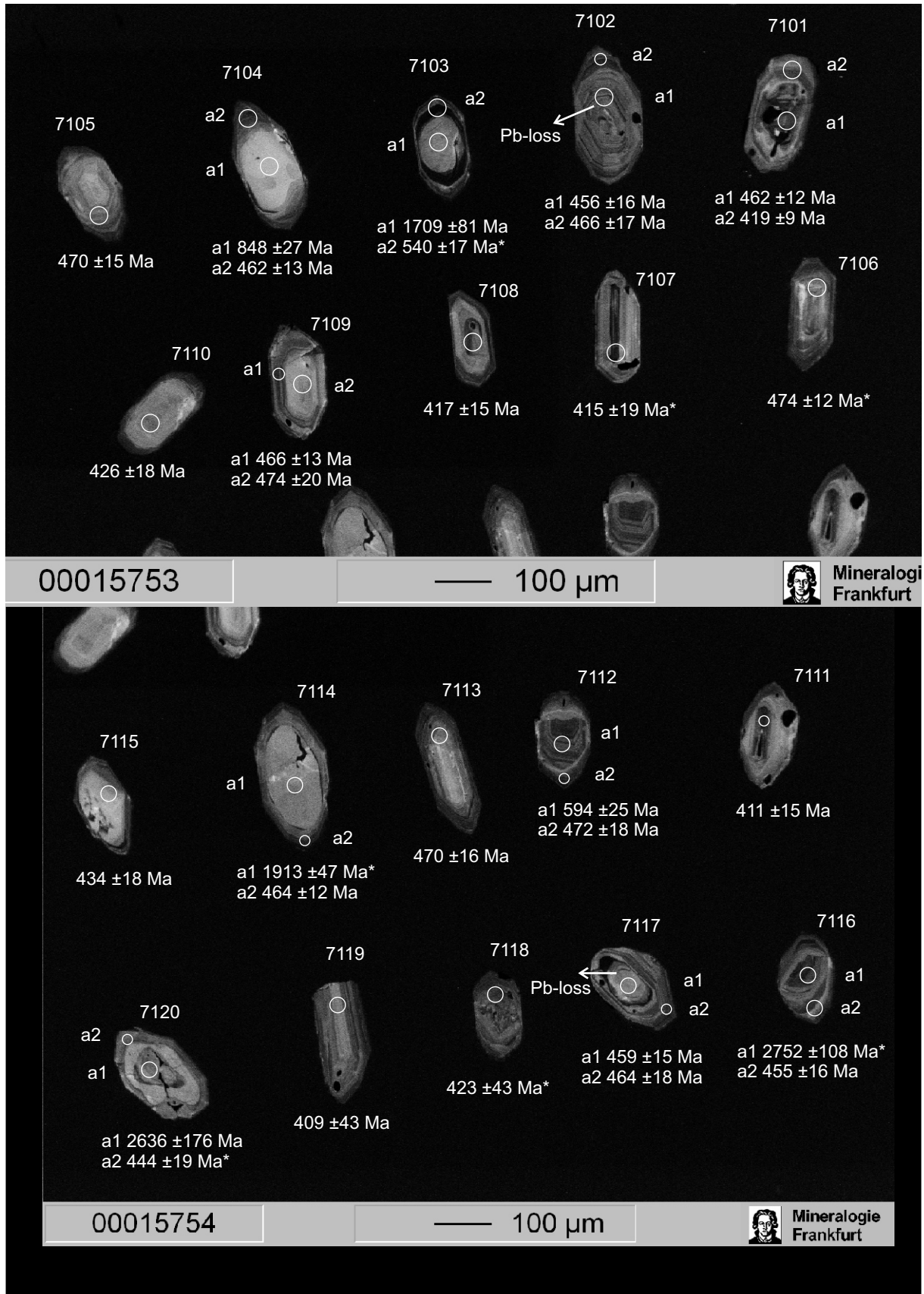


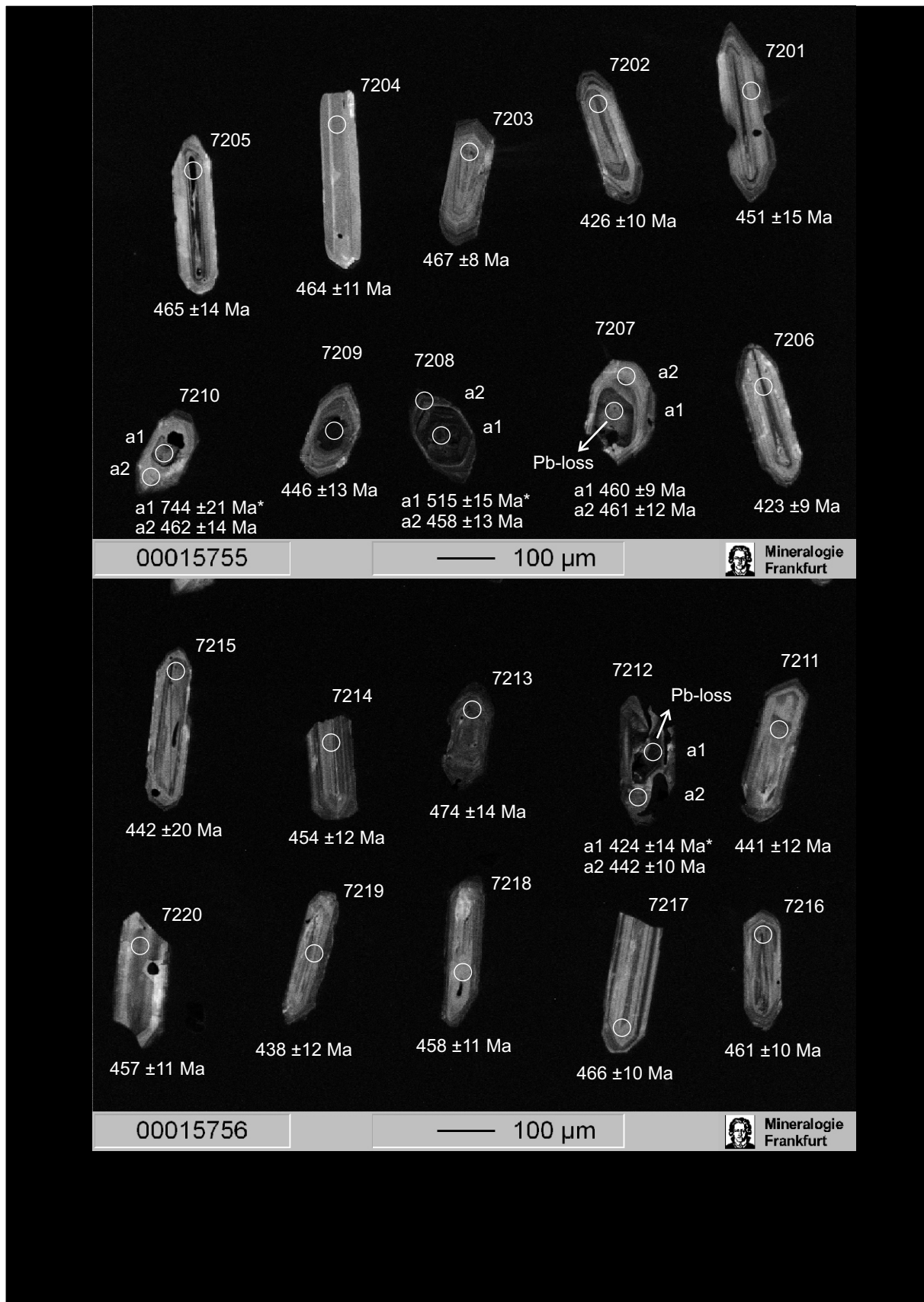
Abb. A-8: SF-Dünnschliff der Probe AB 74. Ein rekristallisierter Quarzklast in der Bildmitte wird von der Foliation aus Hellglimmern umflossen und zeigt ein Pflastergefüge aus Subkörnern mit Großwinkelkorngrenzen. [Ms: Muskovit, Qz: Quarz]



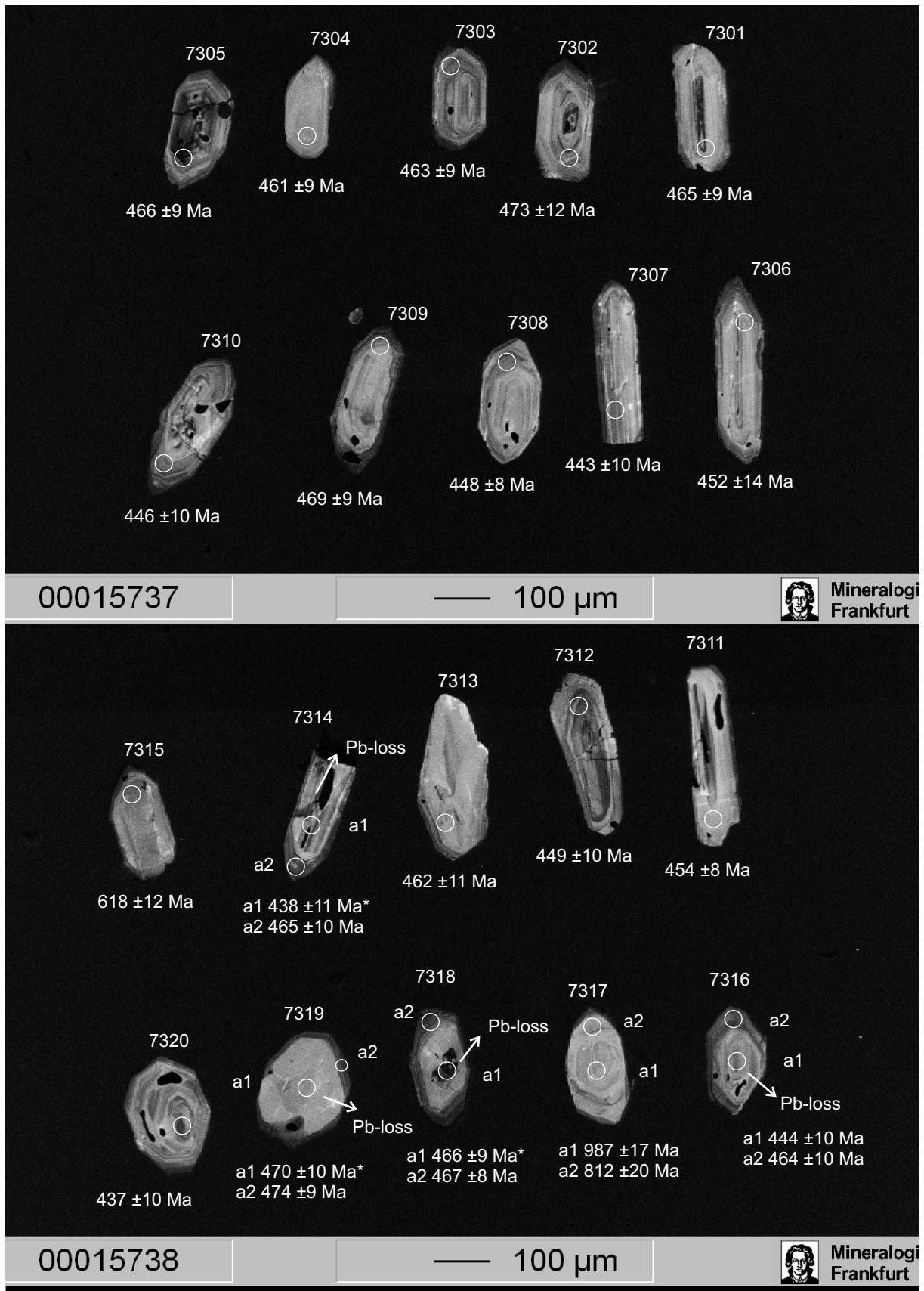
Taf. A-9: Kathodolumineszenz-Aufnahmen der analysierten Zirkone aus Probe AB 70. Die Ablationspunkte sind durch Kreise markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 20 µm (kleine Kreise) beziehungsweise 30 µm (große Kreise). Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Ablationspunkte. Alter diskordanter Analysen sind mit * gekennzeichnet. Pfeile markieren Bleiverluste aus Kernbereichen.



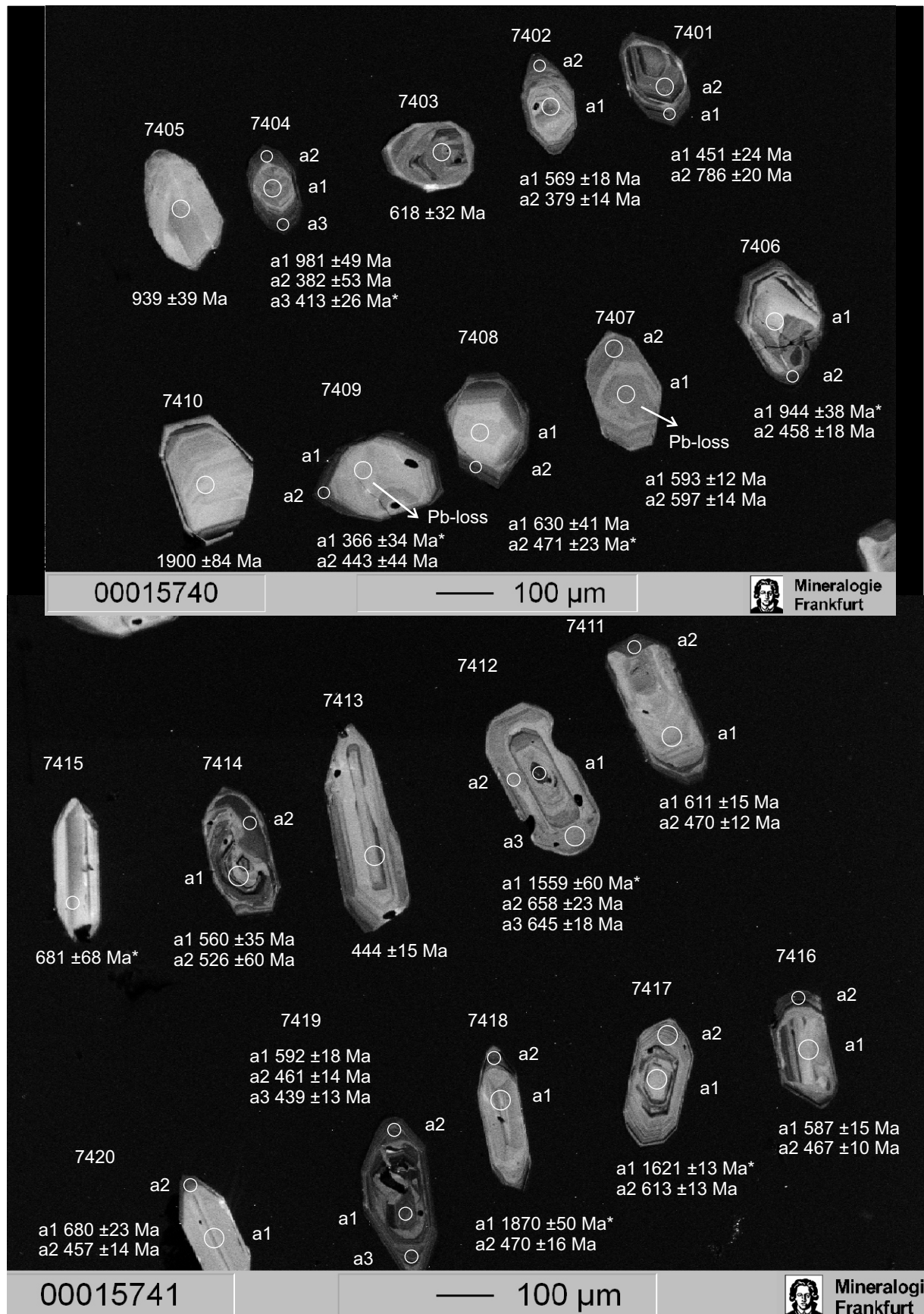
Taf. A-10: Kathodolumineszenz-Aufnahmen der analysierten Zirkone aus Probe AB 71. Die Ablationspunkte sind durch Kreise markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 20 μm (kleine Kreise) beziehungsweise 30 μm (große Kreise). Angegeben sind die ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Alter der Ablationspunkte. Alter diskordanter Analysen sind mit * gekennzeichnet. Pfeile markieren Bleiverluste aus Kernbereichen.



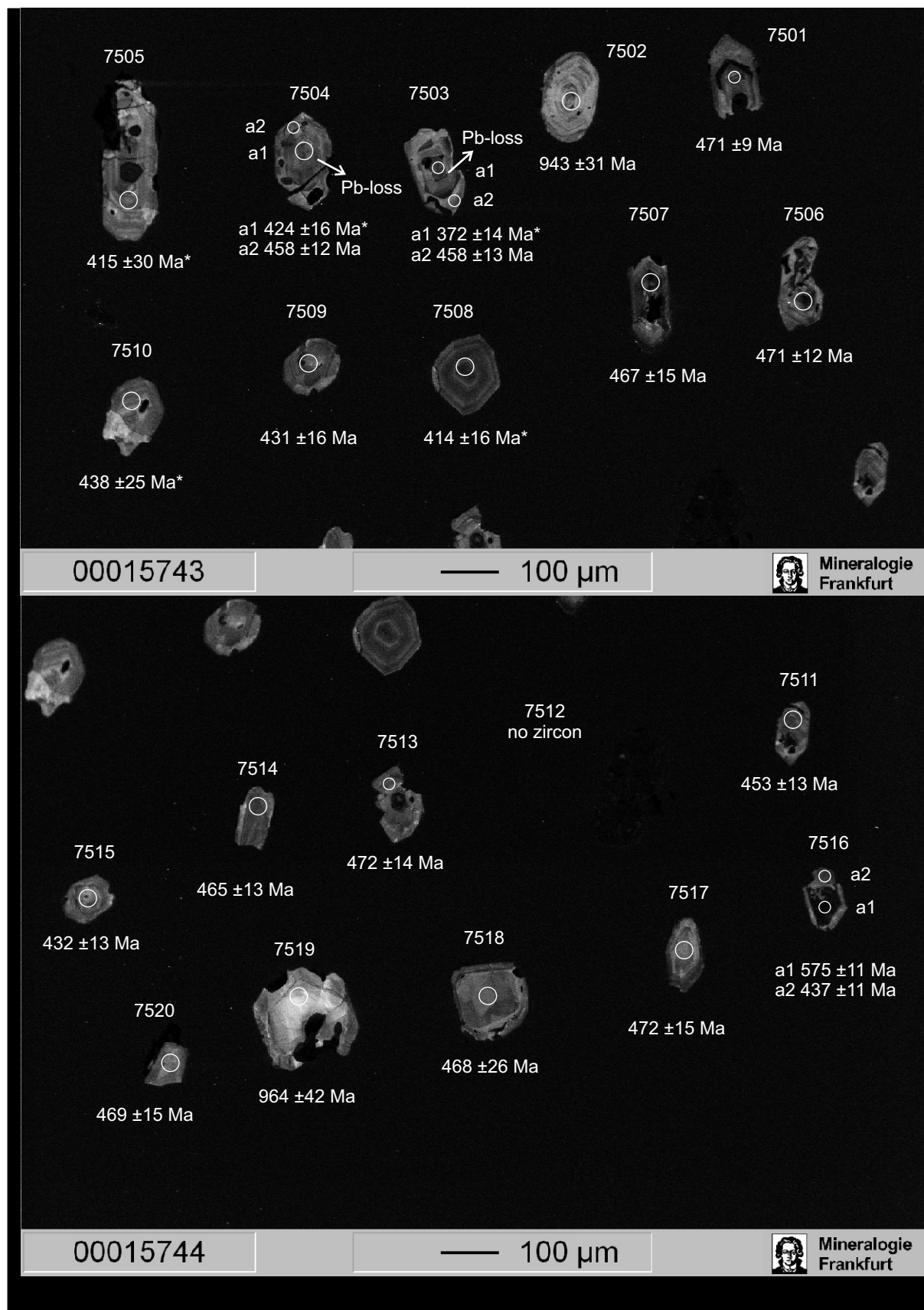
Taf. A-11: Kathodolumineszenz-Aufnahmen der analysierten Zirkone aus Probe AB 72. Die Ablationspunkte sind durch Kreise markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 20 µm (kleine Kreise) beziehungsweise 30 µm (große Kreise). Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Ablationspunkte. Alter diskordanter Analysen sind mit * gekennzeichnet. Pfeile markieren Bleiverluste aus Kernbereichen.



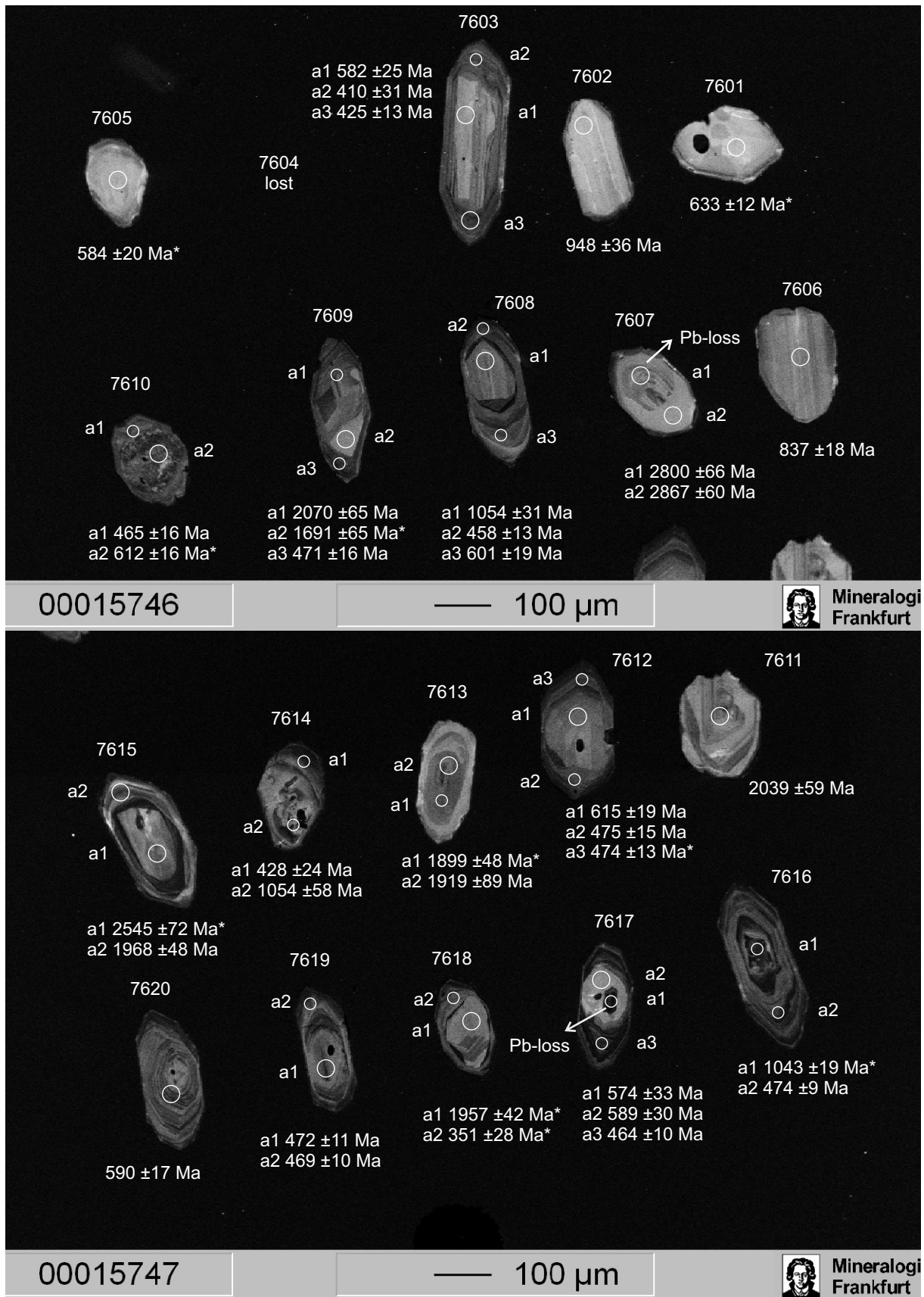
Taf. A-12: Kathodolumineszenz-Aufnahmen der analysierten Zirkone aus Probe AB 73. Die Ablationspunkte sind durch Kreise markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 20 µm (kleine Kreise) beziehungsweise 30 µm (große Kreise). Angegeben sind die ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Alter der Ablationspunkte. Alter diskordanter Analysen sind mit * gekennzeichnet. Pfeile markieren Bleiverluste aus Kernbereichen.



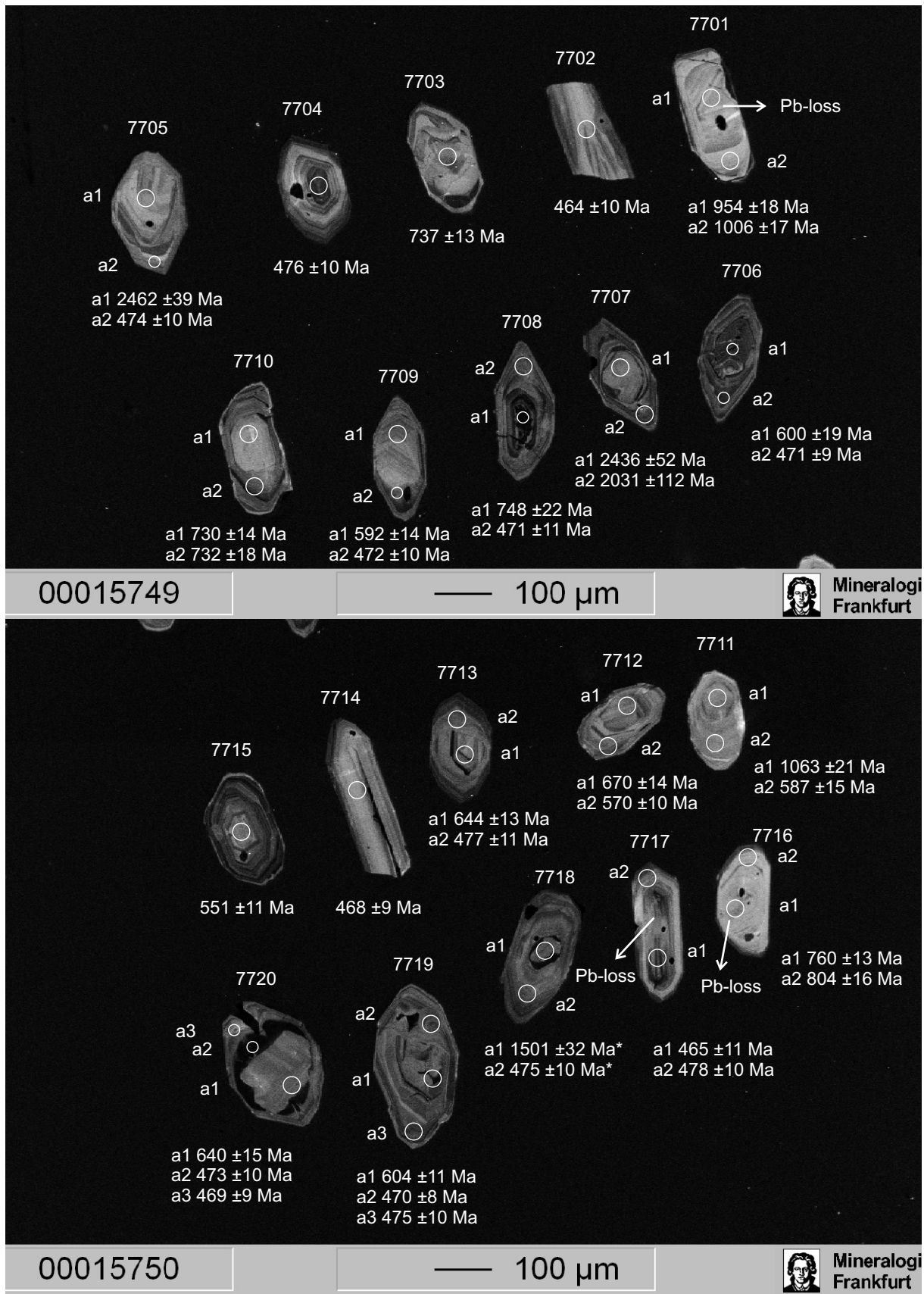
Taf. A-13: Kathodolumineszenz-Aufnahmen der analysierten Zirkone aus Probe AB 74. Die Ablationspunkte sind durch Kreise markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 20 µm (kleine Kreise) beziehungsweise 30 µm (große Kreise). Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Ablationspunkte. Alter diskordanter Analysen sind mit * gekennzeichnet. Pfeile markieren Bleiverluste aus Kernbereichen.



Taf. A-14: Kathodolumineszenz-Aufnahmen der analysierten Zirkone aus Probe AB 75. Die Ablationspunkte sind durch Kreise markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 20 µm (kleine Kreise) beziehungsweise 30 µm (große Kreise). Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Ablationspunkte. Alter diskordanter Analysen sind mit * gekennzeichnet. Pfeile markieren Bleiverluste aus Kernbereichen.



Taf. A-15: Kathodolumineszenz-Aufnahmen der analysierten Zirkone aus Probe AB 76. Die Ablationspunkte sind durch Kreise markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 20 µm (kleine Kreise) beziehungsweise 30 µm (große Kreise). Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Ablationspunkte. Alter diskordanter Analysen sind mit * gekennzeichnet. Pfeile markieren Bleiverluste aus Kernbereichen.



Taf. A-16: Kathodolumineszenz-Aufnahmen der analysierten Zirkone aus Probe AB 77. Die Ablationspunkte sind durch Kreise markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 20 µm (kleine Kreise) beziehungsweise 30 µm (große Kreise). Angegeben sind die ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Alter der Ablationspunkte. Alter diskordanter Analysen sind mit * gekennzeichnet. Pfeile markieren Bleiverluste aus Kernbereichen.

Tabelle 1: Zusammenstellung der Probelokalitäten mit UTM-Gitterkoordinaten	AB 74	Kleinkörniger Augengneis – STB NE der Geisthütte; ÖK 50 Bl. 121 (Neukirchen am Großvenediger): 33T 282695/5247975
AB 70 Augengneis – Auffach, Oberes Hackltal; ÖK 50 Bl. 120 (Wörgl): 32T 32T 731300/5254150 bzw. Google-Earth: 33T 278580/5253790	AB 75	Porphyroid – Alpbachtal, Außerneader, 700 m E der Klingleralm; ÖK 50 Bl. 120 (Wörgl): 32T 722271/5251760
AB 71 Augengneis – Zillertal; STB E Uderns; ÖK 50 Bl. 120 (Wörgl): 32T 717000/5245200	AB 76	Augengneis – Arbeserkogl; beim Sportgasthof Hecher; ÖK 50 Bl. 119 (Schwaz): 32T 707320/5244455
AB 72 Porphyroid – STB N (mittig) unterhalb der beiden Hemermoosalmen; ÖK 50 Bl. 121 (Neukirchen am Großvenediger): 33T 280255/5254785	AB 77	Porphyroid – Sonnenjoch, 250 m NNW der Filzalm; ÖK 50 Bl. 120 (Wörgl): 32T 727300/5246820 bzw. Google Earth: 33T 274012/5246800
AB 73 Kleinkörniger Augengneis – Weganschnitt NE der Geisthütte; ÖK 50 Bl. 121 (Neukirchen am Großvenediger): 33T 282605/5247880		

Tabelle 2: Ergebnisse der U-Th-Pb LA-ICP-MS Zirkon-Analysen der Proben AB 70 bis AB 77

Diameter of laser spot = 20 or 30 μm (20 μm “grain” in italics and with “**”); depth of crater 10–15 μm .

a Within run background-corrected mean ^{207}Pb signal in counts per second.

b U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 reference (LA-ICP-MS values, GERDES, unpublished).

c corrected for background, common Pb and within-run Pb/U fractionation and subsequently normalised to GJ-1 (ID-TIMS value/measured value).

$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculated using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \times 1/137.88)$. Uncertainties propagated following GERDES & ZEH (2006, 2009).

d Rho is the error correlation defined as $\text{err}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/\text{err}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

e Percent concordance = $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age / $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age $\times 100$.

Tabelle 2.0: Results of U-Th-Pb LA-ICP-MS analyses of zircon from sample AB 70

grain	L-No.	$^{207}\text{Pb}^a$ (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	^{206}Pb ^{204}Pb	$^{206}\text{Pb}^c$ ^{238}U	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}^c$ ^{235}U	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}^c$ ^{206}Pb	$\pm 2\sigma$	Rho ^d	Age (Ma)					conc ^e (%)	
														^{206}Pb ^{238}U	$\pm 2\sigma$	^{207}Pb ^{235}U	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}^c$ ^{206}Pb		$\pm 2\sigma$
7002	a1	4950	157	12	0,34	8214	0,074	2,6	0,59	4,3	0,057	3,4	0,62	463	12	468	16	492	74	94
7003a1	a2	8628	285	20	0,28	9024	0,076	2,7	0,57	3,6	0,055	2,4	0,75	470	12	461	13	417	53	113
7003a2	a3	1026	33	3	0,79	3597	0,069	3,2	0,54	6,8	0,057	6,0	0,47	429	13	440	25	499	133	86
7003a3	a4	3496	134	9	0,21	11496	0,071	2,3	0,54	3,6	0,055	2,8	0,63	445	10	439	13	409	63	109
7004a1*	a5	3509	263	20	0,28	11767	0,074	2,8	0,60	3,9	0,059	2,7	0,71	463	12	480	15	559	60	83
7004a2	a6	8678	319	25	0,43	13983	0,074	2,3	0,56	3,2	0,055	2,2	0,73	460	10	455	12	425	49	108
7005a1*	a7	8896	906	86	1,32	6736	0,068	2,7	0,54	3,4	0,057	2,1	0,78	427	11	438	12	500	47	85
7005a2	a8	4789	180	14	0,36	8639	0,075	2,1	0,58	3,6	0,056	2,9	0,60	467	10	467	14	467	64	100
7006	a9	3962	150	12	0,58	14143	0,071	2,4	0,54	4,2	0,055	3,5	0,56	440	10	439	15	430	78	102
7007	a10	8099	292	22	0,30	8802	0,075	2,3	0,58	3,2	0,056	2,2	0,72	466	10	462	12	442	49	105
7008	a11	14967	558	51	0,88	14375	0,076	2,4	0,59	2,9	0,057	1,6	0,82	472	11	473	11	476	36	99
7009	a12	13839	498	48	0,71	13963	0,076	2,6	0,60	5,7	0,057	5,1	0,46	473	12	478	22	504	111	94
7010a1	a13	40742	605	79	0,86	18789	0,097	2,3	0,81	2,5	0,061	1,0	0,92	599	13	604	12	622	22	96
7010a2*	a14	8583	436	50	1,38	4607	0,094	2,7	0,82	3,6	0,063	2,4	0,75	582	15	606	17	699	51	83
7011*	a15	7466	481	47	0,44	12783	0,091	2,5	0,75	3,4	0,059	2,3	0,74	564	13	568	15	584	50	97
7015	a16	15576	570	51	0,95	45599	0,074	2,1	0,58	2,5	0,057	1,4	0,84	460	9	467	10	503	30	91
7016a1	a17	1255	42	6	1,90	4475	0,090	2,8	0,70	6,5	0,056	5,9	0,43	556	15	539	27	464	130	120
7016a2	a18	7528	310	21	1,02	26767	0,072	2,2	0,56	3,4	0,056	2,6	0,65	446	10	449	12	467	57	95
7017a1	a19	36370	650	69	0,97	5347	0,049	5,2	0,41	6,2	0,060	3,5	0,83	310	16	349	19	617	76	50
7017a2*	a20	3359	336	22	0,95	11130	0,070	2,9	0,54	4,5	0,057	3,5	0,64	435	12	441	16	473	77	92
7018a1*	a21	39368	147	76	0,33	42302	0,455	3,0	11,47	3,3	0,183	1,2	0,93	2419	61	2563	31	2678	20	90
7018a2*	a22	3872	387	24	1,05	14119	0,068	2,4	0,51	3,7	0,055	2,9	0,64	421	10	419	13	407	64	104
7019a1	a23	4487	201	14	0,25	6982	0,070	2,1	0,55	3,2	0,057	2,4	0,66	435	9	442	12	480	53	91
7019a2*	a24	6774	648	47	0,55	24474	0,074	2,3	0,57	3,5	0,055	2,6	0,66	462	10	457	13	431	59	107
7020	a25	1790	82	7	0,69	2708	0,074	2,1	0,57	5,2	0,056	4,8	0,41	460	9	457	19	441	106	104

Tabelle 2.1: Results of U-Th-Pb LA-ICP-MS analyses of zircon from sample AB 71

grain	L-No.	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ²³⁸ Pb	²⁰⁶ Pb ^ε ²³⁸ U	±2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	±2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^ε ²⁰⁶ Pb	±2σ (%)	Rho ^d	Age (Ma)					conc ^e (%)	
														²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb ^ε		±2σ
														²³⁸ U	²³⁸ U	²³⁵ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb
7101a1	a26	13275	593	59	0,88	22833	0,074	2,7	0,58	3,6	0,057	2,3	0,76	462	12	465	13	483	51	96
7101a2	a27	8405	406	27	0,24	11682	0,067	2,2	0,52	3,3	0,056	2,4	0,68	419	9	424	11	450	54	93
7102a1	a28	7004	266	19	0,40	10276	0,073	3,6	0,57	4,9	0,057	3,3	0,73	456	16	461	18	485	74	94
7102a2*	a29	5528	592	41	0,46	20344	0,075	3,7	0,57	5,6	0,055	4,2	0,66	466	17	456	21	406	94	115
7103a1	a30	17458	100	36	0,61	12248	0,304	5,3	4,74	6,4	0,113	3,5	0,83	1709	81	1775	55	1853	64	92
7103a2	a31	76701	480	59	0,74	182897	0,087	3,3	1,02	5,8	0,084	4,8	0,57	540	17	712	30	1303	93	41
7104a1	a32	2422	53	8	1,07	7245	0,141	3,4	1,31	5,8	0,067	4,8	0,58	848	27	848	34	848	99	100
7104a2	a33	13869	457	32	0,31	51243	0,074	2,8	0,58	5,5	0,057	4,7	0,51	462	13	464	21	475	105	97
7105	a34	5550	192	18	0,69	19912	0,076	3,3	0,58	5,4	0,056	4,3	0,60	470	15	466	20	446	96	105
7106	a35	5582	315	27	0,61	4451	0,076	2,7	0,57	3,7	0,054	2,6	0,72	474	12	458	14	378	58	125
7107	a36	14491	538	43	0,58	6320	0,066	4,8	0,52	6,9	0,057	4,9	0,70	415	19	426	24	488	109	85
7108	a37	4839	262	22	0,73	18565	0,067	3,8	0,51	11,4	0,055	10,7	0,33	417	15	416	40	407	240	102
7109a1*	a38	4051	490	38	0,35	14441	0,075	2,9	0,58	4,2	0,056	3,1	0,68	466	13	465	16	457	69	102
7109a2	a39	2706	138	13	0,93	10080	0,076	4,4	0,59	6,7	0,056	5,1	0,66	474	20	471	26	455	112	104
7110	a40	5554	200	19	0,78	2952	0,068	4,4	0,53	7,8	0,057	6,5	0,57	426	18	434	28	477	143	89
7111*	a41	8250	911	93	0,83	10853	0,066	3,7	0,51	6,4	0,056	5,2	0,58	411	15	415	22	441	115	93
7112a1	a42	16558	557	57	0,39	9235	0,097	4,4	0,80	5,8	0,060	3,8	0,76	594	25	598	27	612	82	97
7112a2*	a43	3414	483	35	0,55	6148	0,076	4,0	0,59	5,5	0,056	3,8	0,72	472	18	472	21	469	85	101
7113	a44	3443	208	16	0,39	12188	0,076	3,5	0,59	8,7	0,057	8,0	0,40	470	16	473	33	491	176	96
7114a1	a45	81340	277	217	0,81	57372	0,345	2,8	6,64	5,7	0,139	5,0	0,50	1913	47	2064	52	2219	86	86
7114a2*	a46	2811	360	26	0,52	7114	0,075	2,8	0,58	4,9	0,056	4,1	0,56	464	12	465	18	470	90	99
7115	a47	2004	82	7	0,47	7484	0,070	4,2	0,53	5,6	0,056	3,7	0,75	434	18	434	20	437	83	99
7116a1	a48	376571	834	495	0,38	176874	0,532	4,8	15,63	5,1	0,213	1,7	0,94	2752	108	2855	50	2928	28	94
7116a2	a49	7050	438	31	0,33	15063	0,073	3,7	0,57	4,4	0,056	2,4	0,84	455	16	455	16	458	54	99
7117a1	a50	2118	139	13	0,89	4384	0,074	3,4	0,56	8,3	0,055	7,6	0,41	459	15	455	31	432	170	106
7117a2*	a51	3447	506	41	0,45	11883	0,075	3,9	0,57	5,5	0,056	3,9	0,71	464	18	459	21	434	87	107
7118	a52	7303	384	26	0,36	24485	0,068	10,4	0,49	15,3	0,052	11,2	0,68	423	43	405	52	305	255	139
7119	a53	2406	166	15	0,92	9165	0,066	10,8	0,50	16,6	0,055	12,6	0,65	409	43	411	58	417	282	98
7120a1	a54	71779	278	161	0,46	74905	0,505	8,0	12,14	9,2	0,174	4,5	0,87	2636	176	2615	90	2599	75	101
7120a2*	a55	2785	363	25	0,41	2914	0,071	4,4	0,61	11,2	0,062	10,3	0,40	444	19	481	44	663	221	67

Tabelle 2.2: Results of U-Th-Pb LA-ICP-MS analyses of zircon from sample AB 72

grain	L-No.	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ²³⁸ Pb	²⁰⁶ Pb ^ε ²³⁸ U	±2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	±2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^ε ²⁰⁶ Pb	±2σ (%)	Rho ^d	Age (Ma)					conc ^e (%)	
														²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb ^ε		±2σ
														²³⁸ U	²³⁸ U	²³⁵ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb
7201	a1	4282	213	15	0,24	14091	0,072	3,5	0,56	5,3	0,056	4,0	0,65	451	15	453	20	466	89	97
7202	a2	4659	222	16	0,55	4170	0,068	2,5	0,53	3,9	0,056	3,0	0,64	426	10	430	14	452	67	94
7203	a3	3798	169	16	1,40	1064	0,075	1,8	0,58	4,3	0,056	3,9	0,42	467	8	466	16	460	87	101
7204	a4	3795	171	16	0,62	8582	0,075	2,5	0,58	4,1	0,056	3,2	0,62	464	11	462	15	457	71	101
7205	a5	7531	319	30	1,00	7467	0,075	3,0	0,58	4,6	0,056	3,5	0,66	465	14	465	17	467	77	99
7206	a6	3602	191	17	1,01	6662	0,068	2,3	0,53	4,6	0,057	4,0	0,50	423	9	433	16	485	87	87
7207a1	a7	10306	469	42	1,06	10880	0,074	2,0	0,57	2,8	0,056	2,0	0,71	460	9	458	11	453	44	101
7207a2	a8	2484	112	10	0,95	4411	0,074	2,6	0,57	4,2	0,056	3,3	0,62	461	12	459	16	446	73	103
7208a1	a9	34289	692	67	0,82	62780	0,083	2,9	0,69	3,5	0,060	2,0	0,83	515	15	531	15	602	43	86
7208a2	a10	16231	660	46	0,13	10106	0,074	3,0	0,57	4,1	0,057	2,7	0,75	458	13	461	15	476	60	96
7209	a11	26668	664	75	0,55	42181	0,072	3,1	0,56	3,9	0,057	2,4	0,79	446	13	454	15	493	53	91
7210a1	a12	26686	511	63	0,30	13657	0,122	3,1	1,16	3,6	0,069	2,0	0,84	744	21	781	20	890	40	84
7210a2	a13	2770	126	10	0,67	8805	0,074	3,1	0,57	4,4	0,056	3,1	0,71	462	14	459	16	442	69	104
7211	a14	3268	152	11	0,52	11730	0,071	2,8	0,55	4,6	0,056	3,6	0,62	441	12	442	17	448	80	98
7212a1	a15	23081	726	70	0,84	8819	0,068	3,4	0,54	4,3	0,057	2,7	0,79	424	14	437	16	505	58	84
7212a2	a16	8219	375	29	0,57	19037	0,071	2,4	0,54	3,0	0,055	1,9	0,78	442	10	440	11	429	43	103
7213	a17	9110	401	31	0,34	32798	0,076	3,0	0,59	4,0	0,056	2,6	0,75	474	14	468	15	442	59	107
7214	a18	8806	474	37	0,65	10681	0,073	2,8	0,57	4,2	0,057	3,2	0,65	454	12	459	16	488	70	93
7215	a19	8808	375	33	0,99	31410	0,071	4,6	0,55	5,7	0,056	3,4	0,80	442	20	447	21	472	75	94
7216	a20	6340	280	25	1,00	22600	0,074	2,2	0,58	3,2	0,056	2,3	0,69	461	10	462	12	464	52	99
7217	a21	4869	212	19	1,17	6989	0,075	2,2	0,58	4,9	0,057	4,4	0,45	466	10	467	19	474	98	98
7218	a22	4072	180	14	0,54	14410	0,074	2,5	0,57	4,0	0,056	3,2	0,62	458	11	459	15	464	70	99
7219	a23	5773	266	27	0,91	8459	0,070	2,9	0,55	4,1	0,057	2,9	0,71	438	12	445	15	481	65	91
7220	a24	5284	243	28	1,42	18704	0,073	2,5	0,57	4,2	0,057	3,3	0,60	457	11	461	16	480	73	95

Tabelle 2.3: Results of U-Th-Pb LA-ICP-MS analyses of zircon from sample AB 73

grain	L-No.	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c ²³⁸ U	±2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	±2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁶ Pb	±2σ (%)	Rho ^d	Age (Ma)						conc ^e (%)
														²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb ^c	±2σ	
														²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb	
7301	a25	5823	262	27	1,02	20651	0,075	2,0	0,58	3,4	0,057	2,7	0,58	465	9	467	13	475	60	98
7302	a26	6680	321	26	0,46	6213	0,076	2,5	0,59	3,5	0,057	2,4	0,73	473	12	473	13	473	52	100
7303	a27	7778	344	27	0,49	27634	0,075	1,9	0,58	3,0	0,056	2,3	0,64	463	9	464	11	467	51	99
7304	a28	2945	134	12	1,06	8285	0,074	2,1	0,58	3,7	0,057	3,0	0,58	461	9	465	14	486	66	95
7305	a29	18671	779	82	0,98	7190	0,075	2,0	0,59	2,5	0,057	1,5	0,80	466	9	469	10	482	34	97
7306	a30	3690	171	14	0,86	13246	0,073	3,2	0,56	3,9	0,056	2,2	0,82	452	14	450	14	439	49	103
7307	a31	6545	310	24	0,51	7721	0,071	2,4	0,55	3,5	0,056	2,6	0,68	443	10	443	13	447	57	99
7308	a32	6729	323	23	0,27	23850	0,072	1,9	0,56	3,4	0,056	2,8	0,57	448	8	452	12	471	62	95
7309	a33	4734	220	17	0,41	10970	0,075	1,9	0,58	3,3	0,056	2,7	0,58	469	9	467	13	457	60	103
7310	a34	5527	253	19	0,42	14005	0,072	2,2	0,56	3,0	0,056	2,1	0,73	446	10	449	11	464	46	96
7311	a35	5111	228	23	1,38	4779	0,073	1,7	0,57	2,9	0,057	2,4	0,59	454	8	459	11	481	52	94
7312	a36	10705	493	36	0,34	28139	0,072	2,4	0,56	3,3	0,056	2,3	0,72	449	10	451	12	464	51	97
7313	a37	3339	162	14	0,75	11127	0,074	2,6	0,58	4,2	0,056	3,4	0,61	462	11	463	16	467	75	99
7314a1	a38	6983	344	29	0,73	4893	0,070	2,6	0,58	3,3	0,060	2,0	0,78	438	11	463	12	587	44	75
7314a2	a39	18330	814	62	0,44	65712	0,075	2,2	0,58	2,6	0,056	1,4	0,84	465	10	462	10	444	31	105
7315	a40	14068	429	42	0,16	9807	0,101	2,1	0,85	2,6	0,061	1,5	0,81	618	12	623	12	641	32	96
7316a1	a41	7904	372	35	1,36	27957	0,071	2,2	0,56	3,2	0,057	2,3	0,69	444	10	450	12	478	51	93
7316a2	a42	11356	537	41	0,38	40389	0,075	2,2	0,58	2,8	0,056	1,8	0,78	464	10	465	11	466	39	100
7317a1	a43	10519	181	35	0,89	12757	0,165	2,1	1,66	2,6	0,073	1,5	0,80	987	19	993	16	1005	31	98
7317a2	a44	1485	23	3	0,38	4298	0,134	2,6	1,25	6,5	0,068	6,0	0,41	812	20	825	37	860	124	94
7318a1	a45	22408	568	51	1,30	25670	0,075	2,1	0,60	2,5	0,058	1,3	0,84	466	9	476	9	526	29	89
7318a2	a46	9469	451	33	0,21	33832	0,075	1,7	0,58	2,2	0,056	1,5	0,75	467	8	465	8	452	33	103
7319a1	a47	5716	188	17	0,87	663	0,076	2,1	0,54	17,2	0,052	17,0	0,12	470	10	440	63	288	390	163
7319a2*	a48	4127	431	32	0,21	14766	0,076	2,0	0,59	3,3	0,056	2,6	0,61	474	9	470	12	451	58	105
7320	a49	8309	419	29	0,27	21965	0,070	2,3	0,55	3,2	0,057	2,3	0,70	437	10	443	12	473	51	93

Tabelle 2.4: Results of U-Th-Pb LA-ICP-MS analyses of zircon from sample AB 74

grain	L-No.	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c ²³⁸ U	±2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	±2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁶ Pb	±2σ (%)	Rho ^d	Age (Ma)						conc ^e (%)
														²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb ^c	±2σ	
														²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb	
7401a1*	a1	7809	706	49	0,13	25756	0,072	5,5	0,56	6,8	0,056	4,1	0,80	451	24	451	25	448	91	101
7401a2	a2	22841	516	65	0,17	71268	0,130	2,7	1,15	3,6	0,064	2,4	0,74	786	20	776	20	747	51	105
7402a1	a3	6709	223	35	2,27	4896	0,092	3,3	0,76	4,5	0,059	3,1	0,73	569	18	571	20	582	67	98
7402a2*	a4	4598	509	29	0,06	13847	0,061	3,9	0,45	5,7	0,054	4,1	0,69	379	14	377	18	368	92	103
7403	a5	12316	374	41	0,40	6919	0,101	5,4	0,84	6,9	0,060	4,2	0,79	618	32	619	32	620	91	100
7404a1	a6	26604	411	82	0,72	32639	0,164	5,3	1,71	6,1	0,076	3,0	0,87	981	49	1014	40	1086	60	90
7404a2*	a7	7978	562	36	0,36	5013	0,061	14,3	0,47	16,3	0,056	7,8	0,88	382	53	389	54	435	174	88
7404a3*	a8	9858	630	45	0,44	20518	0,066	6,6	0,49	9,0	0,053	6,0	0,74	413	26	402	30	342	137	121
7405	a9	24453	366	80	1,22	73269	0,157	4,4	1,45	6,2	0,067	4,3	0,72	939	39	909	38	837	89	112
7406a1	a10	20177	321	49	0,13	23742	0,158	4,3	1,72	4,8	0,079	2,3	0,88	944	38	1014	31	1169	45	81
7406a2*	a11	7491	737	52	0,12	21647	0,074	4,0	0,57	5,3	0,056	3,5	0,75	458	18	457	20	449	78	102
7407a1	a12	11569	354	36	0,41	16984	0,096	2,1	0,80	3,4	0,060	2,6	0,63	593	12	596	15	608	57	98
7407a2	a13	14256	496	49	0,30	47707	0,097	2,4	0,81	3,8	0,060	3,0	0,62	597	14	602	18	620	65	96
7408a1	a14	4085	108	12	0,45	13681	0,103	6,9	0,85	8,3	0,060	4,6	0,83	630	41	625	39	606	99	104
7408a2*	a15	5106	460	33	0,15	18850	0,076	5,0	0,57	5,9	0,054	3,0	0,86	471	23	456	22	380	68	124
7409a1	a16	3970	193	13	0,52	8311	0,058	9,6	0,45	10,4	0,056	3,9	0,93	366	34	378	33	452	87	81
7409a2*	a17	9091	676	46	0,15	13395	0,071	10,2	0,54	12,2	0,055	6,8	0,83	443	44	441	45	432	152	103
7410	a18	22283	107	42	0,55	37164	0,343	5,0	5,70	6,7	0,121	4,5	0,75	1900	84	1932	60	1965	80	97
7411a1	a19	8760	268	29	0,64	7348	0,099	2,6	0,82	3,1	0,060	1,7	0,83	611	15	610	14	607	37	101
7411a2*	a20	5365	521	38	0,13	17928	0,076	2,7	0,59	3,5	0,057	2,2	0,77	470	12	470	13	473	49	99
7412a1*	a21	78303	1062	300	0,21	11879	0,274	4,3	4,46	5,3	0,118	3,1	0,82	1559	60	1724	45	1930	55	81
7412a2*	a22	3122	204	25	0,70	10101	0,107	3,6	0,92	5,4	0,062	4,0	0,67	658	23	664	27	685	86	96
7412a3	a23	10175	301	34	0,62	18095	0,105	3,0	0,89	3,5	0,061	1,9	0,84	645	18	644	17	642	41	100
7413	a24	6163	267	23	0,88	5292	0,071	3,5	0,54	4,1	0,055	2,2	0,84	444	15	440	15	417	50	106
7414a1	a25	29198	521	67	1,02	8564	0,091	6,5	0,75	7,3	0,060	3,4	0,89	560	35	570	32	608	73	92
7414a2*	a26	10299	655	54	0,17	35310	0,085	11,9	0,69	12,8	0,059	4,7	0,93	526	60	533	54	562	102	93
7415*	a1	3507	159	20	0,48	2825	0,111	10,4	0,92	13,2	0,060	8,2	0,79	681	68	660	66	589	177	116
7416a1	a2	5821	195	22	0,75	9525	0,095	2,7	0,78	3,4	0,059	2,2	0,78	587	15	586	15	580	47	101
7416a2*	a3	10640	1085	78	0,13	37444	0,075	2,2	0,59	3,1	0,057	2,2	0,71	467	10	471	12	491	48	95
7417a1	a4	15238	89	30	0,62	16067	0,286	2,2	4,55	2,7	0,115	1,7	0,79	1621	31	1740	23	1887	30	86

7417a2	a5	10441	319	38	0,78	34330	0,100	2,2	0,84	2,9	0,061	1,9	0,77	613	13	617	14	632	40	97
7418a1	a6	61517	260	108	0,75	23064	0,337	3,1	5,84	3,6	0,126	1,9	0,86	1870	50	1952	32	2041	33	92
7418a2*	a7	7001	809	56	0,02	10024	0,076	3,6	0,57	5,3	0,055	3,9	0,68	470	16	460	20	411	88	114
7419a1*	a8	11199	707	74	0,46	37136	0,096	3,1	0,80	4,9	0,060	3,8	0,63	592	18	595	22	609	83	97
7419a2*	a9	6253	581	41	0,10	21461	0,074	3,1	0,59	4,9	0,058	3,7	0,65	461	14	474	19	535	81	86
7419a3*	a10	7255	734	48	0,02	10200	0,070	2,9	0,54	4,3	0,055	3,1	0,69	439	13	436	15	425	69	103
7420a1	a11	7807	221	25	0,16	25442	0,111	3,5	0,95	5,8	0,062	4,6	0,61	680	23	677	29	666	98	102
7420a2*	a12	5626	467	33	0,12	14943	0,073	3,2	0,56	7,1	0,055	6,3	0,45	457	14	451	26	420	141	109

Tabelle 2.5: Results of U-Th-Pb LA-ICP-MS analyses of zircon from sample AB 75

grain	L-No.	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁸ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb ^c ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁸ Pb	±2σ	Rho ^d (%)	Age (Ma)						conc ^e (%)
														²⁰⁸ Pb ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁸ Pb	±2σ	
7501*	a13	6432	706	71	1,30	11831	0,076	2,0	0,58	3,0	0,056	2,3	0,64	471	9	467	11	450	51	105
7502	a14	30230	513	112	1,08	87986	0,157	3,5	1,49	5,1	0,068	3,7	0,69	943	31	925	31	882	76	107
7503a1*	a15	3066	353	23	0,54	5930	0,059	3,8	0,45	4,7	0,055	2,7	0,81	372	14	380	15	431	61	86
7503a2*	a16	2252	202	16	0,44	8025	0,074	3,0	0,57	4,6	0,056	3,5	0,64	458	13	459	17	463	78	99
7504a1	a17	9218	360	28	0,82	5798	0,068	3,9	0,54	6,8	0,057	5,6	0,57	424	16	437	25	505	124	84
7504a2*	a18	2990	309	24	0,73	6418	0,074	2,8	0,58	6,0	0,057	5,3	0,46	458	12	465	22	496	117	92
7505	a19	22279	530	39	0,46	13726	0,066	7,6	0,52	8,5	0,057	3,9	0,89	415	30	427	30	492	87	84
7506	a20	12403	553	48	0,74	11554	0,076	2,6	0,58	3,4	0,056	2,2	0,76	471	12	465	13	439	49	107
7507	a21	26416	565	73	1,37	93571	0,075	3,4	0,58	4,8	0,056	3,3	0,72	467	15	468	18	470	74	99
7508	a22	14164	357	34	0,99	50730	0,066	4,0	0,52	6,3	0,057	4,9	0,62	414	16	425	22	483	109	86
7509	a23	9801	335	26	0,48	36242	0,069	3,8	0,52	6,5	0,054	5,3	0,58	431	16	425	23	390	119	110
7510	a24	9669	326	26	0,48	36438	0,070	5,8	0,52	8,1	0,053	5,6	0,72	438	25	424	28	350	127	125
7511	a25	10781	431	37	0,86	13651	0,073	2,9	0,56	4,2	0,056	3,0	0,70	453	13	451	15	440	67	103
7513*	a26	2775	370	28	0,60	7462	0,076	3,0	0,59	4,4	0,056	3,2	0,68	472	14	468	17	447	72	106
7514	a27	10949	390	32	0,56	24686	0,075	2,9	0,58	4,0	0,056	2,8	0,71	465	13	465	15	464	62	100
7515	a28	10682	349	32	1,10	5949	0,069	3,1	0,54	6,8	0,056	6,0	0,46	432	13	435	24	452	133	95
7516a1*	a29	76050	799	147	1,30	3026	0,093	2,1	0,75	8,1	0,059	7,8	0,26	575	11	570	36	549	170	105
7516a2*	a30	2557	325	23	0,92	1471	0,070	2,7	0,54	4,1	0,056	3,2	0,64	437	11	440	15	457	70	96
7517	a31	6159	277	26	0,81	4696	0,076	3,2	0,58	4,5	0,055	3,2	0,70	472	15	465	17	430	72	110
7518	a32	1804	116	28	0,93	6240	0,075	5,8	0,59	7,0	0,057	4,0	0,82	468	26	470	27	478	88	98
7519	a33	1986	29	5	0,51	2460	0,161	4,7	1,67	5,8	0,075	3,4	0,81	964	42	998	37	1071	68	90
7520	a34	4880	193	15	0,39	17579	0,075	3,4	0,59	4,5	0,057	3,0	0,75	469	15	470	17	476	66	98

Tabelle 2.6: Results of U-Th-Pb LA-ICP-MS analyses of zircon from sample AB 76

grain	L-No.	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁸ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb ^c ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁸ Pb	±2σ	Rho ^d (%)	Age (Ma)						conc ^e (%)
														²⁰⁸ Pb ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁸ Pb	±2σ	
7601	a35	1886	50	6	0,67	5918	0,103	2,1	0,84	5,2	0,059	4,8	0,39	633	12	617	24	561	104	113
7602	a36	2593	26	5	0,68	1690	0,159	4,0	1,60	5,3	0,073	3,4	0,77	948	36	969	34	1015	69	93
7603a1	a37	3477	82	8	0,38	8443	0,095	4,4	0,78	6,4	0,060	4,6	0,69	582	25	584	29	592	100	98
7603a2*	a38	3307	386	24	0,04	10289	0,066	7,9	0,50	9,2	0,056	4,7	0,86	410	31	414	32	434	105	95
7603a3	a39	11382	436	28	0,05	34221	0,068	3,1	0,51	5,2	0,055	4,1	0,60	425	13	421	18	396	93	107
7605	a40	3243	78	8	0,66	7707	0,095	3,5	0,76	4,7	0,058	3,1	0,75	584	20	572	21	522	68	112
7606	a41	9007	200	32	0,74	26891	0,139	2,3	1,26	3,3	0,066	2,4	0,70	837	18	829	19	808	50	104
7607a1	a42	31761	59	36	0,28	32371	0,544	2,9	14,96	3,8	0,200	2,5	0,75	2800	66	2813	37	2822	42	99
7607a2	a43	19600	34	21	0,19	18556	0,560	2,6	16,33	3,4	0,211	2,2	0,76	2867	60	2896	33	2917	35	98
7608a1	a44	10671	176	37	0,87	22667	0,178	3,1	1,81	4,1	0,074	2,6	0,77	1054	31	1049	27	1038	53	102
7608a2*	a45	3802	417	29	0,06	3015	0,074	2,9	0,56	4,2	0,055	3,1	0,69	458	13	453	16	424	68	108
7608a3*	a46	11255	764	71	0,06	10158	0,098	3,3	0,80	4,3	0,059	2,7	0,77	601	19	597	20	583	60	103
7609a1*	a47	18563	184	93	0,84	30245	0,379	3,6	6,63	4,3	0,127	2,3	0,85	2070	65	2063	39	2056	40	101
7609a2	a48	7684	49	16	0,38	7853	0,300	4,4	4,98	5,0	0,120	2,5	0,86	1691	65	1815	44	1961	45	86
7609a3*	a49	6383	597	42	0,03	3349	0,076	3,6	0,60	4,9	0,057	3,3	0,74	471	16	476	19	499	72	94
7610a1*	a50	6287	582	42	0,12	5043	0,075	3,6	0,59	4,6	0,057	2,9	0,78	465	16	469	17	484	63	96
7610a2	a51	13832	420	125	1,21	26371	0,100	2,8	0,90	3,6	0,066	2,4	0,76	612	16	652	18	794	50	77
7611	a52	32632	147	69	1,02	52787	0,372	3,3	6,28	3,9	0,122	2,0	0,85	2039	59	2015	35	1991	36	102
7612a1	a53	5952	188	21	0,54	19358	0,100	3,2	0,85	3,9	0,062	2,2	0,83	615	19	625	18	662	47	93
7612a2*	a54	3102	312	22	0,07	3523	0,077	3,2	0,59	4,3	0,056	2,9	0,75	475	15	473	16	464	63	102
7612a3*	a55	10791	1088	79	0,14	11140	0,076	2,9	0,58	3,3	0,055	1,5	0,89	474	13	462	12	402	34	118
7613a1*	a1	23610	307	128	0,53	12194	0,343	2,9	5,96	3,7	0,126	2,2	0,79	1899	48	1971	32	2046	40	93
7613a2	a2	53920	321	123	0,45	61576	0,347	5,4	5,67	7,0	0,119	4,5	0,76	1919	89	1926	63	1935	81	99

7614a1*	a3	8744	1288	82	0,02	4042	0,069	5,9	0,53	8,3	0,056	5,9	0,71	428	24	432	30	457	130	94
7614a2*	a4	21833	1132	292	1,22	7809	0,178	6,0	1,79	7,3	0,073	4,1	0,82	1054	58	1043	48	1018	83	104
7615a1	a5	89720	263	151	0,57	29261	0,484	3,4	12,41	4,2	0,186	2,5	0,81	2545	72	2636	40	2706	41	94
7615a2	a6	77738	506	190	0,28	128579	0,357	2,8	5,93	3,8	0,120	2,6	0,74	1968	48	1966	34	1963	46	100
7616a1*	a7	32912	1489	270	0,36	92158	0,176	2,0	1,74	2,5	0,072	1,5	0,81	1043	19	1023	16	981	30	106
7616a2*	a8	8208	1198	85	0,04	29121	0,076	1,9	0,60	2,5	0,057	1,7	0,73	474	9	474	10	474	38	100
7617a1*	a9	18300	2581	248	0,34	61422	0,093	6,0	0,77	6,7	0,060	3,0	0,90	574	33	582	30	616	64	93
7617a2	a10	1676	74	8	0,64	3276	0,096	5,3	0,79	7,7	0,060	5,7	0,68	589	30	592	35	606	123	97
7617a3*	a11	9468	1169	81	0,04	33512	0,075	2,1	0,59	3,0	0,057	2,1	0,72	464	10	469	11	494	46	94
7618a1	a12	11522	59	20	0,01	6066	0,355	2,5	6,51	4,5	0,133	3,8	0,55	1957	42	2048	40	2141	66	91
7618a2*	a13	4890	645	34	0,03	3235	0,056	8,2	0,43	9,9	0,056	5,5	0,83	351	28	362	31	433	123	81
7619a1	a14	7924	428	46	1,45	28237	0,076	2,3	0,60	3,1	0,057	2,1	0,74	472	11	476	12	494	46	96
7619a2*	a15	7805	1285	92	0,06	28564	0,075	2,1	0,58	4,0	0,056	3,3	0,54	469	10	463	15	435	74	108
7620	a16	8012	367	44	1,01	7125	0,096	3,0	0,79	3,7	0,060	2,2	0,81	590	17	589	17	586	47	101

Tabelle 2.7: Results of U-Th-Pb LA-ICP-MS analyses of zircon from sample AB 77

grain	L-No.	Age (Ma)																conc ^e (%)		
		²⁰⁷ Pb ^a	U ^b	Pb ^b	Th ^b	²⁰⁸ Pb	²⁰⁸ Pb ^c	±2σ	²⁰⁷ Pb ^c	±2σ	²⁰⁷ Pb ^c	±2σ	Rho ^d	Age (Ma)						
		(cps)	(ppm)	(ppm)	U	²⁰⁴ Pb	²³⁸ U	(%)	²³⁵ U	(%)	²⁰⁶ Pb	(%)		²⁰⁸ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb	±2σ		²⁰⁷ Pb ^c	±2σ
7701a1	a17	8014	194	33	0,46	6502	0,160	2,0	1,59	2,6	0,072	1,7	0,77	954	18	966	16	995	34	96
7701a2	a18	9021	226	41	0,45	24848	0,169	1,8	1,70	2,5	0,073	1,8	0,71	1006	17	1008	16	1014	36	99
7702	a19	3630	222	19	0,64	12889	0,075	2,3	0,58	3,3	0,057	2,4	0,70	464	10	467	13	483	53	96
7703	a20	12150	430	53	0,27	20123	0,121	1,9	1,06	2,6	0,064	1,8	0,73	737	13	736	14	732	38	101
7704	a21	11913	816	62	0,23	4639	0,077	2,2	0,59	2,7	0,056	1,7	0,80	476	10	473	10	457	37	104
7705a1	a22	53799	203	111	0,59	38495	0,465	1,9	10,31	2,2	0,161	1,2	0,85	2462	39	2463	21	2464	20	100
7705a2*	a23	2204	276	20	0,11	4764	0,076	2,3	0,59	3,5	0,056	2,7	0,65	474	10	468	13	439	59	108
7706a1*	a24	11091	1201	118	0,25	36865	0,098	3,3	0,81	3,8	0,060	1,9	0,86	600	19	603	18	613	42	98
7706a2*	a25	6600	920	64	0,02	23730	0,076	1,9	0,59	3,0	0,056	2,3	0,64	471	9	468	11	453	51	104
7707a1	a26	67713	261	145	0,74	82154	0,459	2,5	10,43	3,1	0,165	1,9	0,81	2436	52	2474	30	2505	31	97
7707a2	a27	38238	341	128	0,07	17930	0,370	6,4	6,38	7,7	0,125	4,3	0,83	2031	112	2030	70	2028	76	100
7708a1*	a28	53426	3976	482	0,20	11787	0,123	3,1	1,10	3,2	0,065	1,1	0,95	748	22	755	17	775	22	97
7708a2	a29	9234	604	42	0,05	16535	0,076	2,3	0,59	3,0	0,056	1,9	0,77	471	11	468	11	457	43	103
7709a1	a30	6573	306	31	0,40	5266	0,096	2,5	0,77	3,3	0,058	2,1	0,76	592	14	582	15	544	47	109
7709a2*	a31	3385	438	31	0,05	11898	0,076	2,1	0,60	3,1	0,057	2,3	0,67	472	10	476	12	495	52	95
7710a1	a32	4434	159	21	0,50	6035	0,120	2,0	1,04	3,8	0,063	3,3	0,52	730	14	725	20	711	70	103
7710a2	a33	23424	875	101	0,13	7935	0,120	2,5	1,04	2,8	0,063	1,2	0,91	732	18	723	15	696	25	105
7711a1	a34	12699	252	45	0,21	33895	0,179	2,1	1,86	2,8	0,075	1,8	0,77	1063	21	1068	18	1078	35	99
7711a2	a35	4688	219	22	0,32	9471	0,095	2,7	0,79	3,8	0,060	2,7	0,71	587	15	590	17	600	58	98
7712a1	a36	10803	440	53	0,52	35238	0,110	2,3	0,92	3,0	0,061	2,0	0,75	670	14	664	15	642	43	104
7712a2	a37	8834	379	36	0,31	29762	0,092	1,9	0,76	3,1	0,060	2,5	0,60	570	10	575	14	593	54	96
7713a1	a38	14099	576	78	1,04	13730	0,105	2,2	0,87	2,7	0,060	1,6	0,80	644	13	638	13	618	35	104
7713a2	a39	9140	586	42	0,03	14955	0,077	2,3	0,60	3,1	0,057	2,0	0,75	477	11	479	12	491	45	97
7714	a40	4556	284	29	1,22	16084	0,075	2,0	0,59	3,8	0,057	3,2	0,52	468	9	471	14	485	71	97
7715	a41	6900	330	30	0,36	23751	0,089	2,1	0,72	3,1	0,059	2,3	0,68	551	11	551	13	552	49	100
7716a1	a42	6655	210	27	0,37	4788	0,125	1,8	1,11	2,9	0,064	2,3	0,62	760	13	757	16	749	48	101
7716a2	a43	4720	157	21	0,27	14057	0,133	2,1	1,23	3,2	0,067	2,4	0,65	804	16	816	18	849	50	95
7717a1	a44	13205	814	76	0,96	13359	0,075	2,3	0,58	3,1	0,056	2,0	0,75	465	11	462	12	445	45	104
7717a2	a45	8251	540	41	0,20	5100	0,077	2,1	0,60	3,0	0,056	2,1	0,72	478	10	475	11	458	46	104
7718a1	a46	54753	430	124	0,38	7140	0,262	2,4	4,42	2,6	0,122	1,0	0,92	1501	32	1717	22	1991	18	75
7718a2	a47	8081	530	40	0,21	4277	0,076	2,1	0,58	2,9	0,055	2,0	0,73	475	10	467	11	426	44	111
7719a1	a48	21643	1208	129	0,49	72693	0,098	1,9	0,81	2,6	0,060	1,8	0,72	604	11	603	12	599	40	101
7719a2	a49	10907	688	49	0,06	7430	0,076	1,8	0,59	2,5	0,056	1,7	0,72	470	8	470	9	468	38	100
7719a3	a50	14142	941	69	0,12	50008	0,076	2,2	0,60	3,0	0,057	2,1	0,72	475	10	477	11	485	46	98
7720a1	a51	13873	467	52	0,35	948	0,104	2,4	0,87	3,3	0,061	2,2	0,73	640	15	638	16	630	48	102
7720a2*	a52	28984	3767	270	0,02	1920	0,076	2,2	0,59	3,5	0,057	2,7	0,64	473	10	474	13	475	59	100
7720a3*	a53	3858	603	43	0,06	10018	0,076	2,1	0,60	3,9	0,058	3,3	0,54	469	9	478	15	517	71	91

