

Mikrotektonische und geochronologische
Untersuchungen von Intrusiva in Gneisdomen der
Zentralpyrenäen: Eine zeitliche Einordnung der
variszischen Hauptdeformationsphase in der Axialzone
der Pyrenäen

Dissertation

zur Erlangung des
Doktorgrades der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)

der

Naturwissenschaftlichen Fakultät III

Agrar- und Ernährungswissenschaften,
Geowissenschaften und Informatik

der Martin-Luther-Universität
Halle-Wittenberg

vorgelegt von

Herr Stephan Schnapperelle
geb. am 20.12.1973 in Dessau

Gutachter:

1. Prof. Dr. Helmut Heinisch
2. Prof. Dr. Wolfgang Franke

Tag der Promotionsverteidigung: Halle (Saale), 02. Februar 2017

FÜR EMIL UND LISA

Danksagung

Es gilt allen ein großes Dankeschön, die bei der Entstehung dieser Arbeit Hilfestellungen leisteten.

An erster Stelle möchte ich mich bei meinem Erstbetreuer Herrn Prof. Dr. Helmut Heinisch (MLU Halle-Wittenberg) für die Anerkennung des Themas und seine Betreuung danken. Er hatte jederzeit für alle Probleme ein offenes Ohr und stand stets für kritische Anmerkungen und Diskussionen sowie die Beantwortung von fachlichen Fragen bereit. Dafür, dass er die Messungen für die U-Pb Datierungen ermöglichte, gilt ein besonderer Dank.

Herrn Dr. Jochen Mezger (UAF Alaska), der seit vielen Jahren in den Pyrenäen forscht, danke ich für die stete Hilfestellung in Fragen der geologischen, regionalen Begebenheiten der Axialzone und für die Ermöglichung und Durchführung der REE-Messungen sowie die Kontrollmessungen der RFA-Analysen. Er ist die Person, welche mir vor einigen Jahren die Axialzone der Pyrenäen nahe brachte und mich zur Forschung in selbiger animierte. Außerdem möchte ich mich für seine Funktion und Arbeit als Zweitbetreuer herzlich bedanken.

Herrn Prof. Dr. Ulf Linnemann, Leiter der Abteilung Geochronologie des Senckenberg-Museums Dresden danke ich für die schnelle und unproblematische Bereitstellung von Messzeiten sowie der Weitergabe von vielen Hintergrundinformationen zu U-Pb-Datierungen. Auch für die Anleitung bei den Messungen an dem LA-ICP-MS und dem Auswertetool sei gedankt. Frau Mandy Hoffmann und Herrn Andreas Gärtner aus dem Team von Prof. Dr. U. Linnemann sei herzlichst gedankt für die Anleitung und Hilfestellung bei der Probenpräparation, den Anfertigungen der KL-Aufnahmen sowie den Messungen an dem LA-ICP-MS selbst.

Frau apl. Prof. Dr. Dorothee Mertmann (MLU Halle-Wittenberg) danke ich für die vielen erfrischenden und fruchtbaren Diskussionen und praktischen Tipps sowie das Kontroll-Lesen der Arbeit.

Den Herren Thomas Berberich und Achim Schaller danke ich für die Tipps und Hilfe bei organisatorischen und praktischen Fragen.

Herrn Gerald Berthold danke ich für die Präparation der Dünnschliffe, die für die strukturelle Auswertung nötig waren.

Meinem Freund und langjährigen Kommilitonen Axel Horn danke ich besonders für seine unkonventionelle und oft sofortige Hilfe in praktischen und organisatorischen Dingen sowie für die fruchtbaren Anregungen und Diskussionen.

All den ungenannten Personen, die mir in irgendeiner Weise ihre Hilfe zuteil werden ließen, sei ebenfalls herzlichst gedankt.

Ein ganz besonderer und spezieller Dank gilt meiner Frau Marie, die mir jederzeit zur Seite stand und mich in der Zeit der Erstellung und Entstehung der Arbeit immer liebevoll unterstützte.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung.....	1
Abstract.....	2
1. Einleitung.....	3
1.1. Aufgabenstellung/Zielsetzung.....	3
1.2. Geographische Lage.....	5
1.3. Überblick über die Geologie der Pyrenäen.....	6
1.4. Die alpidische Entwicklung der Pyrenäen.....	8
1.5. Geologie und Tektonik des variszischen Grundgebirges, der Axialzone.....	9
1.6. Spezielle Geologie des Arbeitsgebietes.....	13
1.6.1. Der Aston-Dom.....	13
1.6.2. Der Hospitalet-Dom.....	14
1.7. Überblick über die Geochronologie im Bereich der Axialzone.....	16
1.8. Theorien zur Deformationsgeschichte des Arbeitsgebietes.....	18
2. Einführung in die Methodik.....	20
2.1. Methodik Geochronologie.....	20
2.1.1. Grundlagen der Geochronologie mit dem U-Th-Pb-System.....	20
2.1.1.1. Radioaktivität.....	20
2.1.1.2. Das U-Th-Pb-System.....	20
2.1.1.3. Blei Entwicklung nach STACY und KRAMERS.....	22
2.1.1.4. Konkordia Darstellung.....	23
2.1.1.5. Diskordante Alter von Zirkonen.....	24
2.1.2. LA-ICP Massenspektrometrie.....	25
2.1.2.1. Plasma Ionisierung.....	25
2.1.2.2. Ionentrennung.....	26
2.1.3. Zirkon.....	27
2.1.4. Aufbereitung der Proben.....	28
2.1.4.1. Probennahme.....	28
2.1.4.2. Grobaufbereitung.....	29

2.1.4.3. Mineralseparation und Picken der Mounts.....	30
2.1.5. Analytik.....	31
2.1.5.1. Kathodolumineszenzaufnahmen und REM.....	31
2.1.5.2. U-Pb-Datierung.....	32
2.2. Methodik Dünnschliffe.....	35
2.2.1. Probennahme, Präparation und Mikroskopie.....	35
2.3. Geochemie.....	36
2.3.1. ICP-MS für Seltene Erden Elemente (REE).....	36
2.3.1.1. ICP-MS Vorbetrachtung.....	36
2.3.1.2. Probenaufbereitung.....	36
2.3.2. Wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA).....	37
2.3.2.1. Methodische Grundlagen und Messsystem.....	37
2.3.2.1. Probenaufbereitung.....	40
3. Probenbeschreibungen und Ergebnisse der geochronologischen Untersuchungen.....	41
3.1. Allgemeines zur Probenbeschreibung.....	41
3.1.1. Petrologische und strukturelle Beschreibungen.....	41
3.1.2. Geochronologische Untersuchungen.....	41
3.2. Probe WP2.....	43
3.2.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP2.....	43
3.2.2. Ergebnisse WP2.....	44
3.3. Probe WP3.....	47
3.3.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP3.....	47
3.3.2. Ergebnisse WP3.....	48
3.4. Probe WP5.....	52
3.4.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP5.....	52
3.4.2. Ergebnisse WP5.....	53
3.5. Probe WP6.....	56
3.5.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP6.....	56
3.5.2. Ergebnisse WP6.....	57
3.6. Probe WP7.....	59
3.6.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP7.....	59
3.6.2. Ergebnisse WP7.....	60
3.7. Probe WP8.....	64
3.7.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP8.....	64

3.7.2. Ergebnisse WP8.....	64
3.8. Probe WP9.....	68
3.8.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP9.....	68
3.8.2. Ergebnisse WP9.....	69
3.9. Probe WP12.....	71
3.9.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP12.....	71
3.9.2. Ergebnisse WP12.....	72
3.10. Probe WP13.....	76
3.10.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP13.....	76
3.10.2. Ergebnisse WP13.....	77
3.11. Probe ARCA.....	79
3.11.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung ARCA.....	79
3.11.2. Ergebnisse ARCA.....	80
3.12. Probe AX.....	83
3.12.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung AX.....	83
3.12.2. Ergebnisse AX.....	84
3.13. Probe SC.....	86
3.13.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung SC.....	86
3.13.2. Ergebnisse SC.....	87
3.14. Zwischenfazit der Altersbestimmungen.....	91
3.15. Th/U-Verhältnisse.....	94
4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen.....	97
4.1. Einleitung.....	97
4.2. Hauptelemente.....	97
4.3. Spurenelemente und Seltene Erden Elemente.....	100
4.4. Interpretation der Ergebnisse.....	103
5. Fazit und Diskussion der Ergebnisse.....	106
5.1. Zusammenfassung und Interpretation.....	106
5.2. Vergleich der Ergebnisse mit Daten weiterer Autoren und Diskussion.....	110
5.3. Geodynamisches- und Evolutions-Szenario.....	115
5.4. Schlussfolgerungen.....	117
6. Literaturverzeichnis/Quellen.....	119

Anlagen

Fototafeln

Tafel 1 bis Tafel 22	Aufschlüsse, Handstücke und Dünnschliffe der Proben WP2 bis SC.....i-xxii
Tafel 23 bis Tafel 69	KL-Aufnahmen von Zirkonen der Proben WP2 bis SC.....xxiii-lxix

Tabellen

Tabelle I	Probenlokalitäten.....lxx
Tabelle II bis XV	Ergebnisse der U-Th-Pb LA-ICP Analysen aus Zirkonen der Proben WP2 bis SC.....lxxi-lxxxiv
Tabelle XVI	Glühverluste der Proben für RFA-Analysen.....lxxxv
Tabelle XVII	Resultate der RFA-Analysen.....lxxxvi
Tabelle XVIII	Resultate der RFA-Analysen.....lxxxvii
Tabelle XIX	Resultate der REE-Analysen.....lxxxviii

Zusammenfassung

Das Kernziel dieser Arbeit ist, den Beginn und die Dauer der variszischen Deformationsphasen in der Axialzone der Pyrenäen zeitlich präzise zu fassen.

Für die vorliegende Arbeit wurden zwölf Aufschlüsse in der zentralen Axialzone der Pyrenäen, im Bereich des Aston- und des Hospitalet-Doms, untersucht und für geochronologische, geochemische und strukturelle Untersuchungen beprobt. Die Proben stammen vornehmlich aus kleineren peraluminischen, alkalischen Granitgängen und zwei mittelgroßen Granitplutonen, die in die variszisch geprägten Kerngneise oder in die Metasedimenthülle der Dome intrudierten. Die Kerngneise besitzen ein ordovizisches Protolith-Alter. Diese wiederum intrudierten ursprünglich als granitische Lakkolithe in neoproterozoisch-ordovizische Sedimentserien.

Die aus den Proben gewonnenen Zirkone wurden mittels LA-ICP-MS geochronologisch datiert. Es wurden sowohl Kernbereiche als auch Säume ablatiert. Die geochronologischen Untersuchungen ergaben bei fast allen Proben eine große Spannweite an U-Pb-Altern. Ererbte Kerne besitzen neoarchaische bis mesoproterozoische Alter, aber auch neoproterozoisch/cadomische Alter. Aus den Randbereichen, aber auch aus Kernregionen konnten ordovizische, wenige devonische und meistens karbonische Alter bestimmt werden. So zeigt sich ein Altersmaximum bei 357 Ma bis knapp 350 Ma und ein weiteres bei 336 Ma bis 325 Ma, welches durch zwei diskordante Alter von 332 Ma und 342 Ma gestützt wird. Ein weiteres ausgeprägtes Maximum belegt den karbonischen Zeitraum zwischen 306 Ma und 303 Ma. Es folgen noch diverse jüngere Intrusionen bei 301 Ma bis 299 Ma und bei 297 Ma und 287 Ma. Diese breit gefächerten Altersdaten im Karbon zeigen sehr deutlich eine mehrphasige Platznahme von Intrusivkörpern während der variszischen Orogenese an.

Anhand der Untersuchung von strukturellen Elementen in den Proben konnte festgestellt werden, dass ein Teil der Gesteine syntektonisch, andere wiederum posttektonisch intrudierten. Die geochemischen Analysen konnten zur Interpretation der mutmaßlichen Krustenniveaus der Schmelzbildung herangezogen werden. Es handelt sich um S-Typ Granitoide.

Mit den gewonnenen Daten war es möglich, die D_1 -Phase zwischen 356 Ma bis 350 Ma zu ermitteln. Es existieren einige Hinweise, dass das Einsetzen dieser Phase älter sein könnte. Auch D_2 konnte insgesamt zwischen 336 Ma bis 299 Ma eingegrenzt werden. Eine interne Gliederung in D_2 -a und D_2 -b ist möglich, kann aber zeitlich nicht vollkommen klar abgegrenzt werden. Mit dem letzten Auftreten von deformierten Granitgängen und dem ersten Auftreten undeformierter Gänge, wurde das Einsetzen von D_3 um 299 Ma bestimmt. D_3 wird mit der Ausbildung von E-W gerichteten Falten und mylonitischen Scherzonen definiert. Granitoide wurden nicht mehr penetrativ deformiert.

Die Ergebnisse dieser Arbeit erlauben, die strukturellen Entwicklungsphasen des Arbeitsgebietes innerhalb der Axialzone detailliert darzustellen. Sie zeigen die Komplexibilität dieser Zone innerhalb des variszischen Orogens auf.

Abstract

Main objective of this work is the characterisation of the beginning and duration of the variscan deformation phases within the axial zone in the Pyrenees.

Twelve outcrops were examined and sampled for geochronological, geochemical and structural studies. They are located in the region of the Aston- and Hospitalet-Domes and attributed to the central axial zone of the Pyrenees. The samples derived from smaller peraluminous, alkaline granite sills and two midsize granitic plutons. They intruded into the Variscan gneiss cores of the Pyrenees or in the metasedimentary cover of the Dome. The core gneisses have an Ordovician protolith age. These in turn intruded originally as granitic laccoliths in Neoproterozoic-Ordovician sedimentary series. LA-ICP-MS was used to obtain geochronological data from zircons derived from the samples. Both core areas, as well as crystal rims were analysed.

Almost all samples show a large range of U-Pb ages. Inherited cores prove a Neoproterozoic to Mesoproterozoic age, but also Neoproterozoic, Cadomian ages are present. Crystal rim areas, as well as further core regions show Ordovician, Devonian and mostly Carboniferous ages. One age cluster ranges from 357 Ma up to 350 Ma, a second ranges from 336 Ma to 325 Ma, which is also supported by two discordant ages of 332 Ma and 342 Ma. The most pronounced maximum age cluster appears within the Carboniferous between 306 Ma and 303 Ma. It is followed by several younger intrusions between 301 Ma to 299 Ma, 297 Ma or 287 Ma respectively. The diversity of Carboniferous ages indicates a multiphase emplacement of intrusive bodies during the variscan orogeny.

Analysis of structural elements in the samples, reveals syntectonic and posttectonic relative time relationships of intrusions. Different depth-levels of crustal melting were determined using geochemical analysis. The granitoids are of s-type character.

With these informations differentiation of deformation phases was possible. D₁ phase was active at least as early as 356 Ma to 350 Ma. There is some evidence that the onset of this phase may be even older. D₂ occurred between 336 Ma to 299 Ma. It may be possible to divide D₂ into D₂-a and D₂-b, but the limits are not clearly defined. The last occurrence of deformed granite veins and the first occurrence of undeformed granite veins reveals the onset of D₃ approximately 299 Ma. During D₃ oriented E-W folds and mylonitic shear zones developed. A penetrative deformation of youngest granitoids is missing.

With the results obtained, the phases of structural development in the study area as part of the axial zone of the Pyrenees can be described in detail. They verify the complexity of this area within the variscan orogen.

1. Einleitung

1.1. Aufgabenstellung/Zielsetzung

Gneisdome sind gemeinsame strukturelle Merkmale in Kernzonen von orogenen Gürteln (WHITNEY et al. 2004). Ein Kern aus Granit oder Migmatit wird von hochgradig metamorphen Gesteinen in Gestalt eines Schiefermantels umgeben. Diese Schieferung taucht vom Kern aus radial ab und der Metamorphosegrad nimmt mit zunehmender Entfernung von diesem ab. Gneisdome sind auch strukturelle und metamorphe Dome, die mit einer elliptischen Form und einer orogenparallelen Längsachse vorkommen können. Dies deutet darauf hin, dass sie durch Krustenströmungsprozesse gebildet wurden, die wiederum orogenetisch kontrolliert waren. Nach YIN (2004) gibt es vier tektonische Modelle für die Dom-Bildung: (1) Kompression: Diapirismus, Transpression, Störungs-kontrolliert (Duplexstrukturen, Horizontalverschiebungen (*strike-slip*), Störungsgebundene Falten), (2) Extension: Krustenausdünnung und Diapirismus, Detachment-Störungen (metamorphe Kernkomplexe), (3) Kompression, gefolgt durch Extension und (4) Falteninterferenzen. Die Gneisdome innerhalb von metamorphen Kernkomplexen spiegeln die frühe tektonometamorphe Entwicklung eines Orogens wieder (MEZGER 2009).

Sehr gute Beispiele für solche Gneisdome gibt es in der Axialzone der Pyrenäen. In der zentralen Axialzone findet sich zum Beispiel der Bossòst-Dom mit einem Granit- und Migmatitkern. Strukturell findet sich die, im Dachbereich typisch flachliegende und vom Kern in Richtung Rand, radial abtauchende Foliation. Weitere Beispiele sind die beiden größten Domstrukturen der Axialzone, der Hospitalet-Dom und der Aston-Dom. Diese besitzen einen metamorphen Kernkomplex aus Orthogneis und einen metasedimentären Mantel. Sie weisen ebenso die typischen strukturellen Merkmale auf. Bei diesen Domstrukturen ist jeweils ein abnehmender Metamorphosegrad mit weiterer Entfernung vom Kern zu beobachten. In letztere Dome sind im Karbon größere und kleinere Granitoide intrudiert. Die Gneisdome in der Axialzone werden als Schlüsselstrukturen angesehen, an denen fast die gesamte tektonische Entwicklung der Axialzone abgeleitet wird.

Die Korrelation von Intrusionen und Metamorphose mit Deformation und Dombildung begünstigt den Aufstieg von Domstrukturen auch in einem transpressiven Drucksystem. Das heißt, Intrusionen erleichtern die Verformung, da sie zu thermaler Krustenerweichung (*thermal weakening*) führen. Dies soll nach DENÈLE et al. (2007) und MEZGER (2009) der Mechanismus für den Aufstieg der Gneisdome in der Axialzone sein.

Die zeitliche Anlage der tektonischen Hauptdeformationsphasen D_1 , D_2 und D_3 in der Axialzone ist nach wie vor umstritten. So stellen die verschiedenen Autoren folgende kontroverse Möglichkeiten zur Diskussion. Eine besagt, dass sich die Strukturen der Hauptdeformationsphase D_2 innerhalb kürzester

Zeit, im Zusammenhang mit der Bildung des Iberischen Bogens, spätvariszisch bei 308 Ma bis 301 Ma bildeten (LAUMONIER et al. 2010; DENÈLE et al. 2014). Diese Theorie der Entwicklung der Axialzone wurde bis dato nur mit Daten von den großen variszischen Granitintrusionen, wie beispielsweise dem Bassiès-Granit, dem Mont-Louis-Andorra-Pluton oder auch dem etwas kleineren Ax-Granit, hergeleitet. Andere Theorien implizieren einen Verlauf, wie er von weiteren Autoren, wie KRONER et al. (2007), KRONER & ROMER (2013) und FRANKE (2014) im Zusammenhang mit der Ausbildung des variszischen Orogens diskutiert wird. Das bedeutet ein Einsetzen der Deformationsphase D₂ in der Axialzone bei circa 340 Ma (MEZGER & GERDES 2016; MEZGER & RÉGNIER 2016), wie es auch in den mitteleuropäischen Bereichen der Varisziden angenommen wird. Diese Theorie wurde anhand von Altersdaten aus dem Soulcem-Granit und von Granitoiden aus dem Bossòst-Dom aufgestellt.

Mit der Annahme, dass während der Hauptdeformationsphase D₂ die Schieferung S₂ beim Aufstieg der Dome entstanden ist, wäre es möglich, über die geochronologischen Alter der granitoiden Intrusionen, diese Phase indirekt zu datieren. Welche der Intrusionen für die thermale Krustenerweichung verantwortlich waren, ist allerdings fraglich. Es gibt zwei Möglichkeiten: Zum einen können die großen spätvariszischen, granitoiden Intrusionen (Mont-Louis-Andorra-Pluton, Bassiès-Pluton, Quérigut-Pluton) die Verursacher sein. Sie sind, bis auf den Ax-Granit, alle eher am Rand der Domstrukturen zu finden. Zum anderen können die vermeintlich kleineren Intrusionen aus dem Visé, wie Bossòst oder Soulcem, welche eher in die Kernbereiche der Dome eindringen, für die thermale Krustenerweichung verantwortlich sein. Hier stehen sich die beiden vorgenannten Theorien im Moment unvereinbar gegenüber. Es stellt sich auch die Frage, ob diese Theorien auf die gesamte Axialzone anwendbar sind. Zusätzlich zu den größeren Plutonen intrudierten einige kleinere Granitgänge in die Orthogneise selbst und somit sind sie potentiell ebenfalls bedeutend für die Deformation der Dome, da sie vermutlich die Wärme für eine plastische Deformation lieferten (MEZGER & GERDES 2016). Die kleinen meter- bis dezimetergroßen granitischen Intrusionen, welche sich meist innerhalb der Orthogneise im Kern der Dome befinden, wurden bisher nicht berücksichtigt. Deshalb wurden im Rahmen dieser Arbeit spezifisch die kleineren Granitgänge erfolgreich beprobt, datiert, geochemisch untersucht und neu interpretiert. Das Ziel der vorliegenden Arbeit soll sein, die Frage nach der genaueren zeitlichen Einordnung der Entwicklung der Gneisdome in der Axialzone der Pyrenäen zu beantworten. Somit soll detailliert die geodynamische Entwicklung dargelegt werden. Die beprobten granitischen Gänge wurden mikrotektonisch untersucht, um einen möglichen Zusammenhang zwischen der Deformation der Granite und der Deformation der Orthogneise aufzuklären. Sollten die Granitgänge syntektonisch intrudiert sein, so würde sich eine Deformation indirekt datieren lassen. Außerdem soll die geochemische Untersuchung Zusammenhänge oder Unterschiede zwischen älteren Granitkörpern, spätvariszischen Großintrusionen und den geochronologisch untersuchten Granitgängen aufzeigen.

1.2. Geographische Lage

Das Arbeitsgebiet (Abb. 1.1) befindet sich in der Region Midi-Pyrénées im südlichen Teil des Departements Ariège und auch im nördlichsten Teil von Andorra in den Zentral-Pyrenäen.

Das Städtchen Ax-les-Thermes fungiert als nordöstlicher Begrenzungspunkt. Ungefähr 3 km östlich von der Ortschaft Mérens-les-Vals befindet sich die Ostgrenze. Auzat und Vicdessos bilden nahezu die nördliche Grenze. Im Westen bildet das Soulcem-Tal die Gebietsgrenze. Die imaginäre Linie mit Arcalis im Südwesten und L'Hospitalet-près-l'Andorre bildet die südliche Abgrenzung des Arbeitsgebietes. Die Ausdehnung des Probenahmegebietes erstreckt sich mit ca. 37 km in E-W-Richtung und 15 km in N-S Richtung über eine Fläche von ungefähr 550 km².



Abbildung 1.1: Geographische Übersicht über die Lage des Arbeitsgebietes, erstellt mit Google Earth.

Das Gebiet wird von den Topographischen Karten TOP 25, Blätter 2148 OT (Vicdessos), 2148 ET (Ax-Les-Thermes) und 2249 OT (Bourg-Madame) des Institute Géographique National abgedeckt. Die geologische Basis bilden die geologischen Karten TOP 50, Blatt Vicdessos (CASTERAS et al. 1969), Blatt Fontargente (BESSON 1991) und Blatt Mont-Louis (AUTRAN et al. 1986) vom Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BGRM) des Service Géologique National Français.

1.3. Überblick über die Geologie der Pyrenäen

Die Pyrenäen sind ein Ost-West streichendes alpidisches Gebirge, das durch partielle Subduktion der Iberischen Platte unter die Europäische Platte von der späten Kreide bis in das späte Oligozän entstand (VERGÉS et al. 2002) (Abb. 1.2; 1.3). Sie bilden die natürliche Grenze zwischen der Iberischen Halbinsel und Frankreich. Eine schräge Konvergenz führte zur Ausbildung von sinistralen Strike-slip Störungen entlang der Plattengrenzen, wie die Nordpyrenäenstörung. In der Konsequenz entstand ein bivergenter Falten- und Überschiebungsgürtel (FITZGERALD et al. 1999). Im Kern der zentralen und östlichen Pyrenäen tritt das variszische Grundgebirge, die sogenannte Axialzone, hervor. Sie setzt sich aus hauptsächlich neoproterozoisch-ordovizischen, selten auch aus silurisch und devonisch bis oberkarbonischen Sedimenten mit variszischer Foliationen, Orthogneiskörpern, deren Edukte zumeist ordovizischen aber auch cadomischen Alters sind, und variszischen granitoiden Plutoniten zusammen. Die Alter der Plutonite variieren vom mittleren bis in das obere Karbon (GLEIZES et al. 2006, DENÈLE et al. 2014, MEZGER & GERDES 2016). Das Pyrenäische Grundgebirge befand sich zu Zeiten des Karbons, in Beziehung zu den gesamten Varisziden, im Kern des ibero-armorikanischen Bogens (CARRERAS & CAPPELLA 1994). Die variszischen Strukturen der Axialzone werden im Kapitel 1.5. ausführlicher beschrieben.

Von Nord nach Süd lassen sich die Pyrenäen nach CHOUKROUNE (1992) in fünf große Hauptzonen unterteilen. Diese sind wie folgt:

- Das Aquitanische Vorlandbecken, welches als nordvergenter Falten- und Überschiebungsgürtel definiert ist. Er besteht aus Turbiditen der Oberkreide und känozoischen Sedimenten.
- Die Nordpyrenäenzone (NPZ): Hier finden sich zum Teil deformierte kretazische Flyschsedimente. In den zehn nordpyrenäischen Satellitenmassiven (MAJESTE-MENJOULAS & DEBAT 1994) tritt hochmetamorphes variszisches Grundgebirge zu Tage. Des Weiteren sind in dieser Zone, nahe der Nordpyrenäen-Störung, auch Ultramafite in Form von Lherzolith-Massiven aufgeschlossen. Nach Süden wird die NPZ durch die bis zum Mantel reichende Nordpyrenäen-Störung abgegrenzt von der

- Axialzone. Diese repräsentiert das variszische Grundgebirge, welches zum größten Teil in den östlichen Pyrenäen aufgeschlossen ist. Es wird aus variszisch deformierten Gneisdomen, wie Aston und Hospitalet, spät-neoproterozoischen bis karbonischen Metasedimenten und Metakarbonaten, sowie spätvariszischen Plutonen, wie z.B. Bassiès und Mont-Louis-Andorra, aufgebaut.
- Die Südpirenäenzone bildet ein mesozoisches und känozoisches Deckgebirge, welches nach Süden überschoben ist und wesentlich breiter als die NPZ angelegt ist.
- Das Ebro Vorlandbecken, in welchem die Tertiär-Molasse direkt dem variszischen Grundgebirge aufliegt.

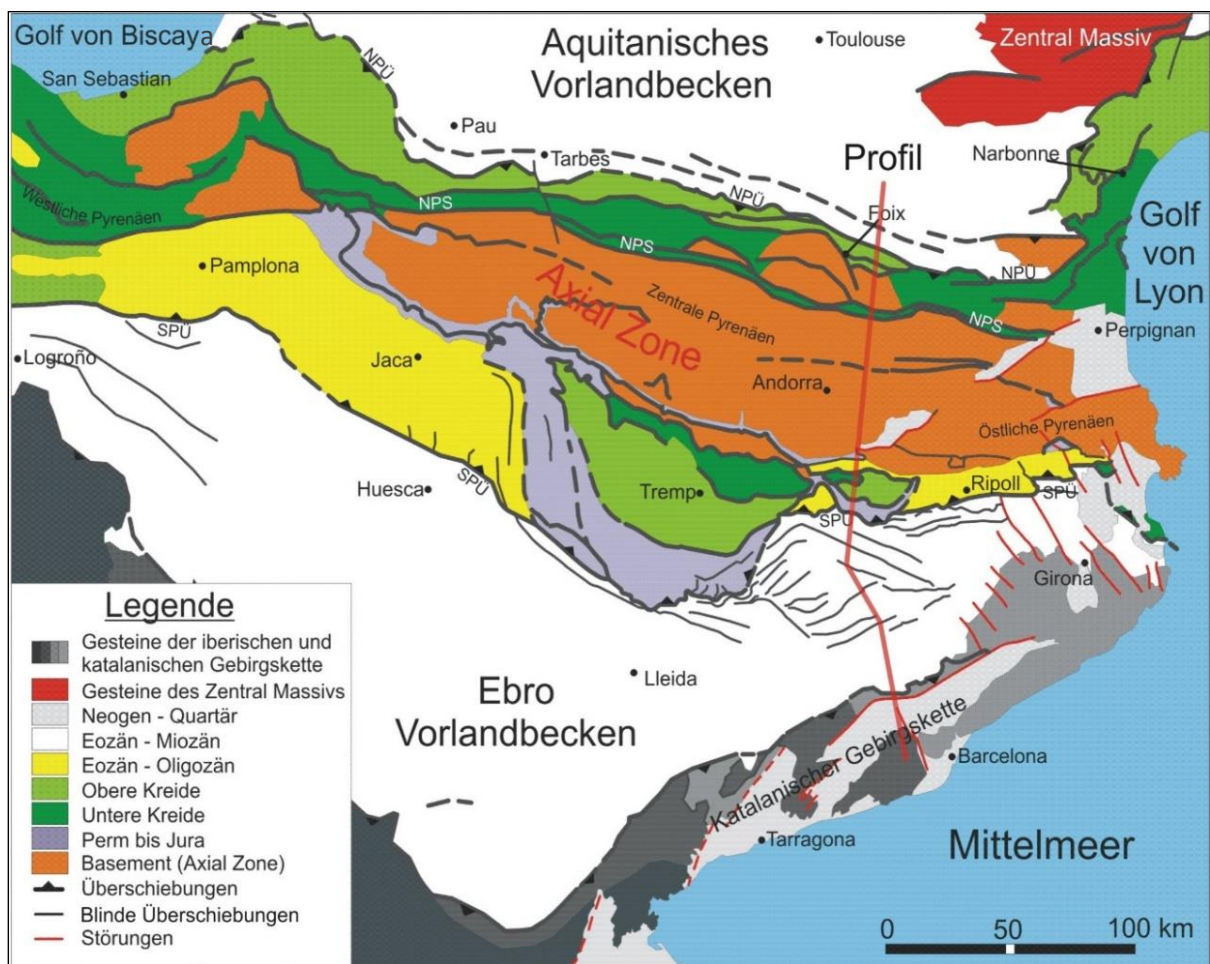


Abbildung 1.2: Geologische Übersichtskarte der Pyrenäen; verändert nach VERGES et al. (2002) durch RÖLKE (2009); NPÜ = Nord-Pyrenäen-Überschiebung; SPÜ = Süd-Pyrenäen-Überschiebung; NPS = Nord-Pyrenäen-Störung.

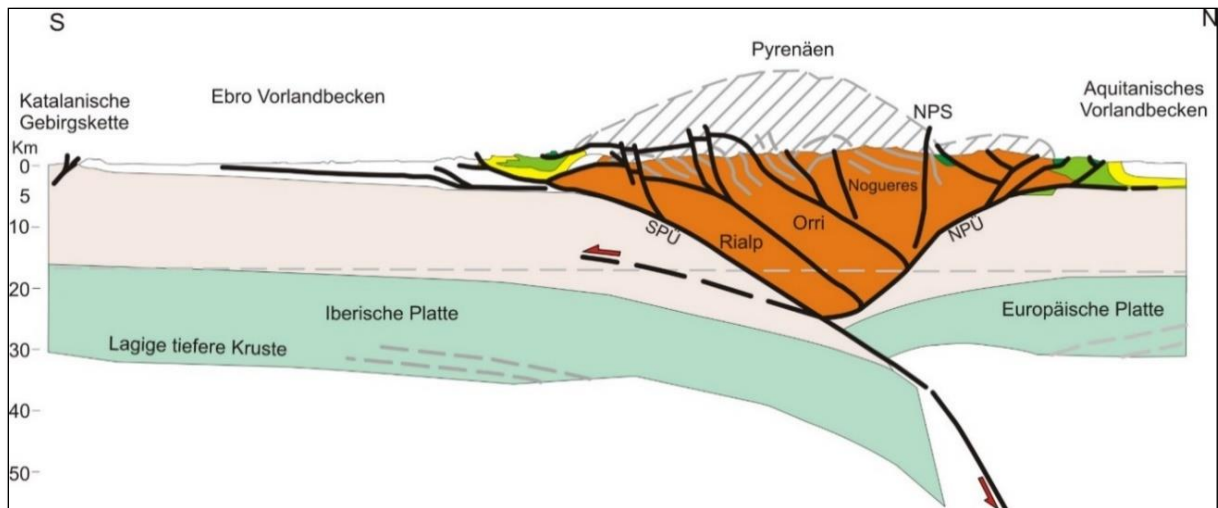


Abbildung 1.3: Schematisches Profil (ECORS) durch die Pyrenäen; verändert nach VERGÉS et al. (2002) durch RÖLKE (2009), Legende siehe Abb. 1.2.

1.4. Die alpidische Entwicklung

Die Öffnung des Golfes von Biskaya vor 120 bis 80 Millionen Jahren (Ma) hatte zur Folge, dass sich die Iberische Platte entgegen des Uhrzeigersinns ungefähr 35° relativ zur Europäischen Platte drehte (CHOUKROUNE 1992; VISSERS & MEIJER 2012). Dabei bildeten sich, unter sinistraler Transtension, während des mittleren Albium bis zum unteren Cenomanium auch Pull-apart-Becken im Bereich der Nordpyrenäenzone (PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET 1986; VERGÉS ET AL. 2002; LAGABRIELLE & BODINIER 2008). Ebenfalls während dieses Zeitraumes kam es zur Ausbildung der Nordpyrenäen-Störung. Die in der Nordpyrenäenzone befindlichen variszischen Satellitenmassive wurden nach Westen versetzt. Dabei kam es entlang der Störung zum Aufstieg alkalischer Vulkanite und auch von Mantelgesteinen in Form von Lherzolith und Harzburgit (VERGÉS et al. 2002; LAGABRIELLE & BODINIER 2008). Die einsetzende Transpression im mittleren Cenoman führte zu einer teilweisen Subduktion der Iberischen Platte unter die Europäische Platte (PUIGDEFÀBREGAS & SOUQUET 1986; VISSERS & MEIJER 2012). Diese Art der Kollision führte zu einer ungleichmäßigen Krustenverkürzung, die im Osten der Pyrenäen einen Betrag von ungefähr 165 km, im Westen aber nur circa 25 km aufweist. Die letzte Deformationsphase endete vor rund 24,7 Ma im Oligozän, was anhand von Magnetostratigraphie nachgewiesen wurde (VERGÉS et al. 2002).

Durch diese Mechanismen der alpidischen Orogenese stellen sich die Pyrenäen rezent als asymmetrisches, fächerförmiges und Ost-West-streichendes Orogen mit deutlich ausgebildetem südlichen Überschiebungsgürtel und einem subvertikalen, relativ schmalen Gürtel mit nordvergenten Überschiebungsbahnen im Norden dar. In den westlichen Pyrenäen taucht die Axialzone zudem unter mesozoische Sedimentserien ab. Da die Axialzone in Richtung Osten immer höher metamorphe

Gesteine aufweist, also hier die tiefsten Stockwerke, und auch die ältesten Gesteine der Zone aufgeschlossen sind, lässt sich eine, auch laterale, asymmetrische Exhumierung der Axialzone während der alpidischen Orogenese nachweisen (FITZGERALD et al. 1999; MEZGER 2009).

1.5. Geologie und Tektonik des variszischen Grundgebirges, die Axialzone

Die Axialzone (Abb. 1.4) lässt sich in drei große tektonische Einheiten gliedern. Als Erste und weitaus Größte ist die Einheit der Metasedimente zu nennen. Diese bestehen aus den neoproterozoisch (Ediacara)-ordovizischen grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metasedimentserien (DENÈLE et al. 2014), den silurischen Schwarzpeliten, unterdevonischen Peliten und mitteldevonischen Karbonaten. Des Weiteren gehören zu dieser ersten Einheit auch noch Turbidite des Visé und Serpukhovium sowie die Quarzite und Schwarzschiefer des Moskoviums (VISSERS 1992).

Die vorwiegend im östlichen Teil der Axialzone auftretenden variszischen Gneisdome bilden die zweite tektonische Großeinheit. Strukturen wie der Aston- oder Hospitalet-Dom bei Andorra und der weiter östlich exponierte Canigou-Dom sowie die westlich davon gelegenen Dome von Bossòst, Lys-Cailaouas und Lesponne bilden meist längliche und orogenparallele Domstrukturen mit Flankenverhältnissen von 3:1 bis 5:1 (MEZGER 2009). Die Protolithe der Orthogneise sind mittelordovizische, monzogranitische Lakkolithe, welche in die neoproterozoisch-ordovizischen, pelitischen Sedimente eindrangen (DENÈLE et al. 2009; MEZGER & GERDES 2016).

Die dritte Großeinheit setzt sich aus variszischen Intrusivkörpern zusammen (Abb. 1.4). Bei der Mehrzahl handelt es sich um spätkarbonische Granitoide, die großflächig aufgeschlossen und gleichmäßig über die Axialzone verteilt sind. Die meisten intrudierten in die Metasedimente, so zum Beispiel der Cauterets-Panticosa Pluton im Westen, weiter Richtung Osten der Néuovielle-Pluton, der Bielsa-Pluton, der Bassiès-Pluton und der Mont-Louis-Andorra-Pluton. Kleinere, wie der Ax-Granit sind auch in den Kern von Gneisdomen eingedrungen. Bisher von nur zwei Regionen, Bossòst und westlicher Aston-Dom, bekannt, sind variszische Intrusionen aus dem Visé. Dabei handelt es sich um Intrusionen in größerer Tiefe, was durch die ausgeprägten Kontaktaureolen deutlich wird. Allerdings ist über ihr Volumen sehr wenig bekannt (MEZGER & GERDES 2016). Die Stellung der kleinen und kleinsten Granitgänge, welche sowohl in die Sedimente als auch in die Kerngneise der Axialzone eindrangen, ist noch nicht genau geklärt. Untereinander werden die Granite noch in unter-, mittel- und oberkrustale Intrusivkörper unterschieden (AGUILAR et al. 2013; MEZGER & RÉGNIER 2016).

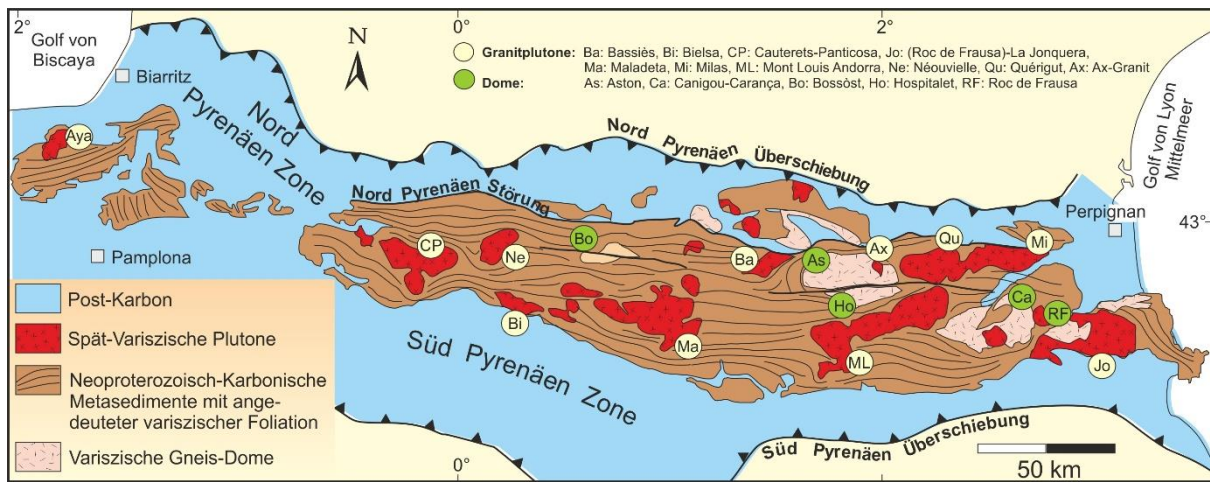


Abbildung 1.4: Übersicht zur Lage der Axialzone mit einigen wichtigen Gneisdomen und variszischen Plutonen, verändert nach MEZGER (2009)

Es bedarf nun noch einer kurzen Betrachtung der Metamorphosegrade der Metasedimente in der Axialzone.

Die meisten neoproterozoisch-ordovizischen Metapelite unterlagen mehreren Metamorphoseereignissen, das heißt, sie sind polymetamorph überprägt. Das erste Metamorphoseereignis war eine Regionalmetamorphose mit mittlerem Druck und mittlerer Temperatur. Die regionalmetamorphen Metasedimente werden meist durch die Anwesenheit von Staurolith und Granat charakterisiert. Diese erste Metamorphose wurde, in der Nähe der frühvariszischen Intrusionen, durch Niedrigdruck- und Hochtemperatur-Bedingungen (LP-HT) kontaktmetamorph überprägt. In den westlichen Bereichen des Aston-Domes ist die HT-Kontaktmetamorphose so weitreichend, dass man hier von einer regionalen Kontaktmetamorphose reden kann (MEZGER & RÉGNIER 2016). In den Bereichen der Kontaktaureolen werden die Metapelite, je nach Chemismus, oft durch die Mineralparagenese Andalusit-Sillimanit-Cordierit-Biotit gekennzeichnet (MEZGER & PASSCHIER 2003). Im Allgemeinen trifft man in der Axialzone auf Metasedimente, die durch untere grünschiefer- bis hoch amphibolitfazielle Metamorphosegrade überprägt wurden. Lokal, wie am westlichen Rand des Aston Doms und am Bossost Dom, bildeten sich durch Anatexis Migmatite (MEZGER & PASSCHIER 2003; MEZGER & RÉGNIER 2016). Diese Merkmale sind auch für das Canigou-Massiv (BARBEY et al. 2001) und das Albera-Massiv (VILÀ et al. 2005) bekannt.

Um die strukturellen Hauptmerkmale der Axialzone zu verstehen, müssen diverse Theorien in Betracht gezogen werden.

Zum einen existieren ältere Theorien, dass sich die strukturellen Elemente mittels einer sogenannten Infra- und Suprastruktur darstellen lassen (ZWART 1986). Dabei soll die Infrastruktur eine flachliegende Foliation in den tieferen Krustenbereichen und die Suprastruktur eine steilstehende Foliation in dem höheren Krustenlevel repräsentieren. Laut einer These von CARRERAS & CAPELLA (1994) entstand die Infrastruktur vermutlich in einer frühen Phase der variszischen Orogenese, bei der das vorherrschende

Druckregime kompressive Bedingungen einer Krustenverdickung aufwies. Hierbei bildeten sich inhomogene, einfache Scherbahnen sowie lokale Überschiebungsbahnen aus. Dabei ausgebildete Strukturen, wie Minerallineationen und Faltenachsen, weisen einen dominierenden Trend in NW-SE Richtung auf. Die Infrastruktur ist durch eine flach einfallende Schieferung in den metamorph höhergradigen Schieferummantelungen der Orthogneiskörper in einem tiefen bis mittleren Krustensegment charakterisiert.

Im Gegensatz dazu steht die Suprastruktur. Diese bildete sich nach einer Änderung des Druckregimes von kompressiven zu transpressiven Verhältnissen vermutlich in der Spätphase der variszischen Orogenese aus. Charakterisiert wird sie durch eine steil stehende Schieferung in schwachmetamorphen Metasedimenten, die einen größeren Abstand zum Kern der Gneisdome aufweisen. Das transpressive Druckregime führte zur Ausbildung einer gleichmäßigen Schieferung (*slaty cleavage*) in den hauptsächlich schwach geschieferten oberen Krustenbereichen. In tieferen Stockwerken bildete sich eine Krenulationsfoliation. Allerdings wird die Deformation in tieferen Bereichen auch immer inhomogener (CARRERAS & CAPELLA 1994; DENÈLE et al. 2009). Die in der Suprastruktur vorhandenen Faltenachsen weisen ein E-W bis ESE-WNW Streichen als dominierenden Trend auf. Bei den Minerallineationen hingegen ist eine N-S Ausrichtung zu beobachten. Ältere Strukturen sind damit überprägt worden und liegen winklig zu den früheren Strukturen. Reste älterer, flachliegender Falten sind abgescherte Isoklinalfalten, wobei aufgrund der jüngeren Deformationsphase eine auffällige und hauptsächlich Südvergenz der Falten vorherrscht (CARRERAS & CAPELLA 1994; MEZGER & PASSCHIER 2003).

Andere, neuere Arbeiten sehen in der Frühphase der variszischen Orogenese mit D_1 eine Ausbildung von S_1 , einer so genannten regionalen *slaty cleavage* (CLARIANA & GARCÍA-SANSEGUNDO 2009; DENÈLE et al. 2014), die nur zum Teil erhalten ist. Weitere Autoren (MEZGER & PASSCHIER 2003) beschreiben, dass die S_1 -Foliation in den tieferen Krustenniveaus allenfalls durch Isoklinalfalten in metamorph niedriggradigen Phylliten (*slates*) oder als reliktsche Foliation in Andalusit-Porphyroblasten erhalten ist. Das heißt, je näher Porphyroblasten in tieferen Krustenbereichen an einer Intrusion positioniert sind und je mehr die tektonische Belastung zunimmt, umso geringer ist die Wahrscheinlichkeit das eine reliktsche S_1 als S_i innerhalb der Porphyroblasten erhalten ist (MEZGER & RÉGNIER 2016). Mit Einsetzen der variszischen Hauptdeformationsphase D_2 , in die auch die Ausbildung der Domstrukturen fällt, bildete sich die sehr komplex erscheinende S_2 -Foliation aus (LAUMONIER et al. 2010; DENÈLE et al. 2014; MEZGER & GERDES 2016). In dieser Phase beginnen auch die ersten Intrusionen von Plutoniten (MEZGER & GERDES 2016). Die S_2 -Foliation bildet eine penetrative flachliegende Foliation in den höhergradig metamorphen Sedimentgesteinen nahe der Orthogneiskörper in tieferen Krustenniveaus und löscht S_1 , bis auf vorgenannte Relikte, vollständig aus. S_2 überprägt in höheren Krustenbereichen die steilstehende Foliation S_1 in den niedriggradigen Phylliten (*slates*). In Übergangsbereichen wird dies

oft durch Krenulationsfoliation deutlich. Die Orthogneiskörper selbst weisen eine ähnliche flachliegende Foliation (S_2) auf, wie die sie umgebenden Metasedimente besitzen (VAN DEN EECKHOUT 1986; MEZGER 2005).

Da die Schließungstemperaturen der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode in den Glimmern durch die diversen spätvariszischen magmatischen Ereignisse überschritten wurden, ist eine genaue direkte Datierung der variszischen Hauptdeformationen nicht möglich. Allerdings ist bekannt, dass das Deformationsereignis, welches zur Ausbildung von S_2 führte, älter als die spätvariszischen Plutone sein muss oder zumindest kurz vor seinem Abschluss stand. Diese Plutone weisen lediglich eine magmatische Deformation und eine magnetische Foliation auf, welche über AMS-Studien nachgewiesen wurde (DENÈLE et al. 2008).

In jüngeren Arbeiten werden flachliegende mehrere 100 m mächtige Scherzonen in der Axialzone als Folge von Kompression oder Transpression interpretiert. Dies geschieht mit einhergehender lokaler ESE gerichteter Extension oberhalb der Orthogneiskerne oder aufsteigenden Plutonen durch Verformungspartitionierung (MEZGER & PASSCHIER 2003; MEZGER 2009).

Die vermutlich jüngsten Hauptstrukturen innerhalb der Axialzone sind wiederum E-W gerichtete, aufrechte Falten, welche im Zuge einer D_3 -Deformationsphase ausgebildet wurden. Hier können auch semiduktile bis duktile Scher- und Mylonitzonen entstehen, welche ebenfalls D_3 zugeordnet werden und eine E-W Orientierung aufweisen. Eine der größten Strukturen ist zum Beispiel die circa 70 km lange Mérens Scher- und Störungszone, welche den Aston Orthogneis vom Hospitalet-Dom trennt. Hierbei handelt es sich um eine gut definierte Mylonitzone mit mylonitisierten Orthogneisen, die zugleich den südlichen Rand des Quérigut–Granodiorit–Massivs markiert (CARRERAS & CIRÉS 1986; MEZGER et al. 2012). Die Scherzone wurde von einer spröden Störung überprägt, die entweder alpidischen Alters ist, oder wenigstens alpidisch reaktiviert wurde (CARRERAS & CIRÉS 1994; DENÈLE et al. 2008; SCHNAPPERELLE 2010; MEZGER et al. 2012). In diesem Zusammenhang ist auch die Bossòst-Störung zu nennen, die den namensgebenden Dom durchzieht. Eine dritte wichtige Störung ist die, am Südrand des Hospitalet-Doms gelegene, Soldeu-Lanou-Störung.

Die Scherzonen in der Axialzone weisen im Allgemeinen ein E-W Streichen auf, fallen sehr steil bis vertikal ein und verlaufen somit parallel zum regionalen Trend der variszischen Streichrichtung. Die Frage des Alters der großen Scher- und Mylonitzonen ist bis heute umstritten. Anhand der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Methode versuchte McCaig (1986) Datierungen an Glimmern aus Gesteinen der Mérens Scher- und Störungszone vorzunehmen. Allerdings gibt es keine eindeutige Interpretation dieser Daten.

Die ebenfalls vorkommenden, kleineren 110° streichenden Scherzonen dürften mit der großen Mérens Scher- und Störungszone sowie den weiteren E-W streichenden Scherzonen nicht in Verbindung stehen, da auch noch die spätvariszischen Plutone von dieser 110° Scherung betroffen sind (LAMOUROUX et al. 1980; CARRERAS & CIRÉS 1986; GLEIZES et al. 1997; DENÈLE et al. 2014).

1.6. Spezielle Geologie des Arbeitsgebietes

1.6.1. Der Hospitalet-Dom

Der Hospitalet-Dom (Abb. 1.5) weist eine orogenparallele Ausrichtung auf und ist mit seiner Ausdehnung von 28 km (E-W) mal 9 km (N-S) einer der größeren Dome der Axialzone (SOULA 1982; VAN DEN ECKHOUT 1986; DENÉLE 2007). Der Begriff „Dom“ wird aufgrund der auftretenden strukturellen Erscheinung verwendet, da es sich hier um einen mit Metasedimenten ummantelten Orthogneiskern handelt, der sich in einer kuppelförmigen, domartigen Aufwölbung präsentiert. Dies wird sowohl durch das Umbiegen und Anpassen der Foliation in den Metasedimenten als auch um den Orthogneiskörper herum deutlich, womit dessen Foliation als umlaufend bezeichnet werden kann (MEZGER 2009).

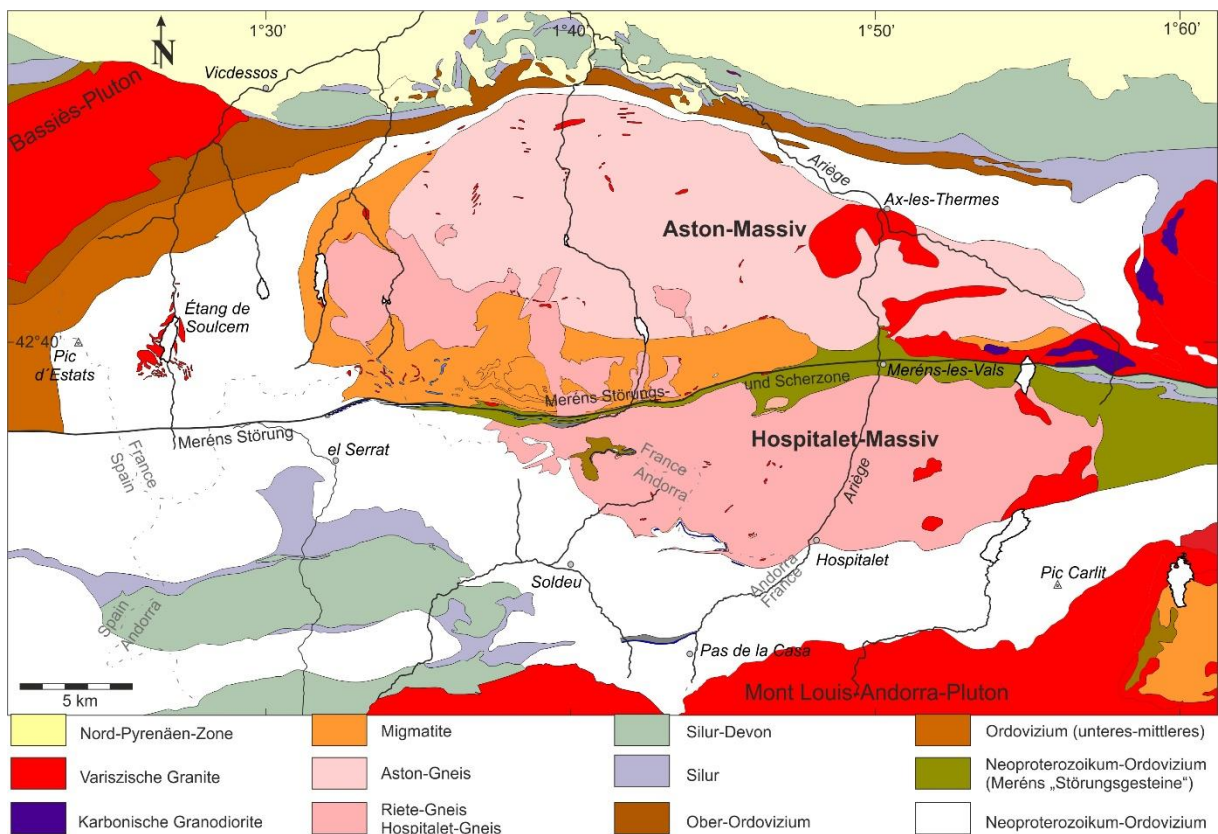


Abbildung 1.5: Übersichtskarte der regionalen Geologie der Umgebung des Arbeitsgebietes mit Aston- und Hospitalet-Massiv; verändert nach MEZGER (2005).

Die ältesten Gesteinsformationen bilden die neoproterozoisch-ordovizischen Metasedimente. Der Metasedimentmantel wird zum Großteil aus niedriggradigen Phylliten aufgebaut. Im weiteren Bereich des regionalmetamorph überprägten Kontaktbereichs zum Gneiskern hin, steigt der Metamorphosegrad. Am Westende des Vall d'Incles im NE von Andorra, finden sich zudem Mineralisationen von Andalusit, Cordierit und Sillimanit in Glimmerschiefern. Außerdem ist auch

Staurolith präsent (MEZGER 2005; MEZGER & RÉGNIER 2016). Am Ostende des Doms findet sich im Gegensatz dazu nur eine Mineralparagenese von Andalusit und Cordierit. Dies deutet auf einen geringeren Grad der Metamorphose in diesem Teil des Domes hin (VAN DEN EECKHOUT & ZWART 1988). Des Weiteren ist noch die Anwesenheit von Metakarbonaten, bzw. Metamergeln zu nennen, die dem Neoproterozoikum-Ordovizium zugeordnet werden. Diese befinden sich etwas südlich der Mérens Scher- und Störungszone, am Port de Soulanet sowie im weiteren Verlauf in Richtung Osten auch innerhalb der Scherzone. Nach DENÈLE et al. (2008) sollen diese Karbonate ein devonisches Alter besitzen. Dies ist allerdings fraglich, da die Einheit der Metakarbonate, wie zum Beispiel am Port de Soulanet und auch weiter östlich, zum Teil innerhalb der neoproterozoisch-ordovizischen Sedimentserien, hier im Phyllit, exponiert ist (RÖLKE 2009; SCHNAPPERELLE 2009).

Der Gneiskern besteht aus einem recht homogenen Biotit–Augengneis, dessen Edukt ein Monzogranit gewesen sein dürfte (VAN DEN EECKHOUT 1986). Das Alter für den Hospitalet-Orthogneis wurde mit 472 ± 2 Ma bestimmt (DENÈLE 2009) und ist somit stratigraphisch im unteren Ordovizium einzuordnen.

In den östlichen Orthogneiskern intrudierten noch kleinere Körper von aluminiumreichen Graniten sowie auch Kalkkali-Granite (DENÈLE et al. 2007), die bisher undatiert waren. Einige dieser Granitgänge sind Forschungsgegenstand dieser Arbeit.

1.6.2. Der Aston-Dom

Mit seiner Ausdehnung von 34 km (E-W) mal 14 km (N-S) ist der Aston-Dom noch größer als der Hospitalet-Dom und befindet sich nördlich davon (siehe Abb. 1.5). Er ist ebenso orogenparallel ausgerichtet und weist eine ähnliche Hauptstruktur wie der Hospitalet-Dom auf (RAGUIN 1977; SOULA 1982; BESSON 1994; DENÈLE et al. 2009). Nach MEZGER & RÉGNIER (2012) ähneln die Metasedimentserien um den Gneiskern denen des Hospitalet-Massivs, sind aber zumeist höher metamorph und etwas differenzierter in ihrer Zusammensetzung. Die neoproterozoisch-ordovizischen Metasedimente liegen zumeist als Glimmerschiefer, im äußersten Westen auch als Tonschiefer vor. Die Isograden der Schlüsselminerale Sillimanit und Andalusit verlaufen, wie am westlichen Hospitalet-Dom, parallel zum Orthogneiskontakt. Allerdings ist die Ausdehnung dieser Zone im westlichen Aston wesentlich größer. In Richtung Norden wird die zum Orthogneiskontakt konvergierende Sillimanit-Isograde ebenfalls durch die Nordpyrenäenstörung abgeschnitten (MEZGER 2009). An der direkten Westgrenze des Orthogneises wurde von CASTERAS et al. (1969) und MEZGER & RÉGNIER (2016) eine Migmatitzone beobachtet, welche aus hochmetamorphen kambrischen Schiefen aufgebaut ist. Es findet sich hauptsächlich, wie zum Beispiel am Étang de Gnioure, tatsächlich metapelitischer, migmatisierter Schiefer, der den Orthogneis unterlagert. Auch Kalksilikate und Quarzite, gefolgt von

unterordovizischen niedriggradigen Phylliten (*slates*) sind vorhanden. Der zentrale südliche Bereich des Aston ist unterlagert von migmatitischen Gneisen. MEZGER & RÉGNIER (2016) vermuten im südöstlichen Bereich, durch das Vorkommen von dem „Aston-Paragneis“, Teilschmelzen metasedimentären Ursprungs. Im südwestlichen Bereich existieren auch Migmatite des Orthogneises. Diese sind somit magmatischen Ursprungs. Im östlichen Teil des Aston ist das Metamorphosemaximum der Metasedimente geringer als im Westen. Hier finden sich lediglich Cordierite und Andalusite in den Schiefen, die begrenzt in einem schmalen Streifen entlang des Ariège Tals und östlich von Ax-les-Thermes vorhanden sind (MEZGER 2009).

Die nächste Einheit bildet der Orthogneis selbst. Der östliche und zentrale Teil des Aston-Domes wird aus einem Biotit-reichen Augengneis mit zentimetergroßen Feldspäten aufgebaut und ähnelt damit dem Hospitalet-Orthogneis (ZWART 1965). Im westlichen Teil des Aston variieren die Lithologien etwas mehr. Einige Autoren (ZWART 1965; CASTERAS et al. 1969; RAGUIN 1977; BESSON 1994) beschreiben einen leukokraten, feinkörnigen Granit-Gneis, den Gneis von Peyregrand. Dieser überlagert den Aston-Orthogneis östlich des Étang Gnioure und auch südlich des Étang de Soulanet. Der offensichtliche Unterschied zwischen den Orthogneisen, konnte auch durch die Kartierungen von RÖLKE (2009) und SCHNAPPERELLE (2009) für das Gebiet am Étang de Soulanet bestätigt werden. Das Alter des Gneises, der sehr arm an Glimmern vorliegt, ist allerdings noch nicht bestimmt.

Im westlichen Bereich der Domstruktur, in den metasedimentären Gesteinen, die den Kerngneis ummanteln, befindet sich der so genannte Soulcem-Granit. Dies ist ein kleinräumig aufgeschlossener Pluton mit einem Alter von 339 ± 4 Ma (MEZGER & GERDES 2016). Das tatsächliche Volumen ist nicht bekannt. Er ist maßgeblich für die HT-Metamorphose im westlichen metasedimentären Bereich des Aston verantwortlich. In seinem Umfeld finden sich noch zahlreiche undeformierte, zum Teil aber auch gescherte Pegmatitgänge und Muskovit-Granite, deren Schmelzen mehr oder weniger gebündelt in die Glimmerschiefer intrudierten.

Die jüngste Einheit bilden die späten, oberkarbonischen Intrusionen des Moskoviums. So findet sich am nordwestlichen Rand des Aston-Doms, der in Tonschiefer intrudierte Bassiès-Pluton. Dieser bildete eine 2,5 km breite Kontaktaureole aus (EVANS et al. 1997). Des Weiteren befindet sich südlich von Ax-les-Thermes ein größerer massiver peraluminischer Zwei-Glimmer-Granit als Intrusion im Orthogneis. Der so genannte Ax-les-Thermes-Pluton (MARTIGNOLE 1964; DEBON et al. 1996) besitzt laut DENÈLE et al. (2009) eine magmatische Lineation mit E-W Trend sowie eine magnetische Foliation, deren Pole ebenfalls einen Gürtel mit subhorizontalem E-W Trend aufweisen. Im nördlichen Teil des Aston-Massivs finden sich weitere kleinere leukokrate, aluminiumreiche Zwei-Glimmer-Granite, die denen im Hospitalet ähneln. Sie dürften dem Ax-Granit ähnlich, variszische Alter besitzen (MEZGER 2009).

1.7. Überblick über die Literaturdaten zur Geochronologie im Bereich der Axialzone

In der Tabelle 1 sind ausgewählte variszische Altersstellungen aus der Axialzone denen aus dem Kantabrischen Küstengürtel und aus dem Zentralmassiv gegenüber gestellt. Es ist damit möglich, einen Vergleich zu den am nächsten nördlichen und südlichen variszischen Intrusivgesteinen und Migmatiten anzustellen, um möglicherweise einen Entwicklungstrend erkennen zu können, respektive Vergleiche ziehen zu können. In Abbildung 1.6 sind zudem die wichtigsten, bekannten Alter in der Axialzone dargestellt.

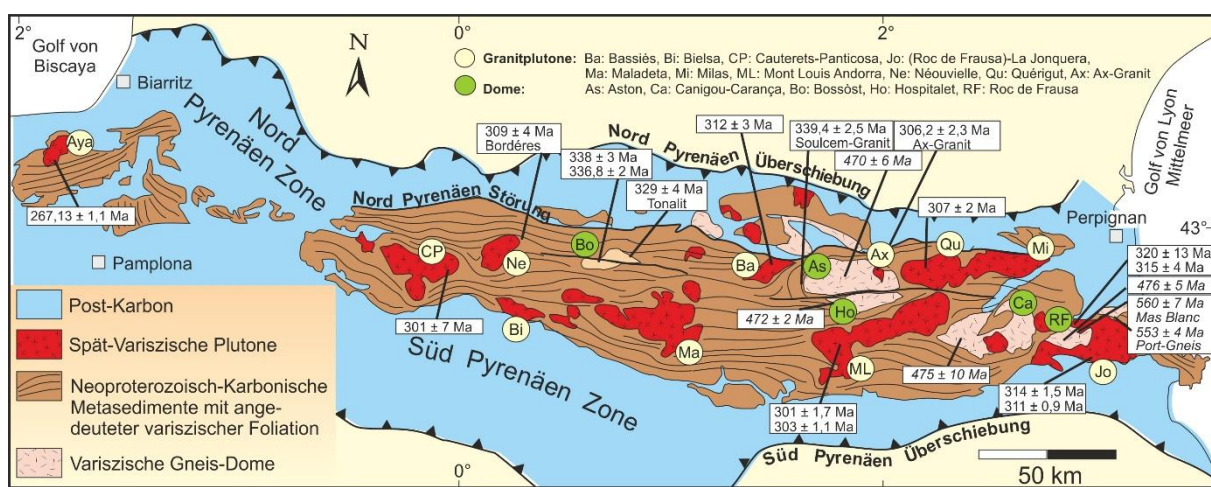


Abbildung 1.6: Übersicht von wichtigen, ausgewählten, bekannten Altern in der Axialzone. Kursive Angaben beziehen sich auf Orthogneiskörper, alle weiteren auf variszische Granitoide. Datenquellen siehe Tabelle 1. Abbildung bearbeitet nach MEZGER (2009).

Datierungen an Zirkonen am Mas Blanc-Gneis im Roc de Frausa-Massiv ergaben Alter von 560 ± 7 Ma (CASTIÑEIRAS et al. 2008), die aus dem Port Gneis vom Cap de Creus 553 ± 4 Ma (CASTIÑEIRAS et al. 2008). Auch der Migmatit aus dem Lapanan Tal im Aston-Dom besitzt ein Alter von 545 ± 3 Ma (MEZGER & GERDES 2016). Diese Alter werden einem spätcadomischen Magmatismus zugeordnet, welcher der Platznahme von Graniten, die durch spätere Deformation zu Orthogneisen wurden, entspricht. Die Altersbestimmungen an den wichtigsten Orthogneisen der Axialzone mit der U-Pb-Methode an Einzelzirkonen erbrachten Alter von circa 472 Ma bis 467 Ma, die als Intrusionsalter des magmatischen Ausgangsgesteins des Aston- und Hospitalet-Doms interpretiert werden (DENÈLE et al. 2009; MEZGER & GERDES 2016). Ähnliche Alter untere bis mittlere ordovizische Intrusionsalter (circa 475 Ma) wurden von Gneisdomen der Ostpyrenäen (Canigou, Roc de Frausa) ermittelt (CASTIÑEIRAS ET AL. 2008). Bei den Datierungen der variszischen, granitoiden Plutonite zeigt sich zwar ein Trend, doch sind hier noch die größten Fragen offen und weiterführende Diskussionen im Gange. Hier sind zum Beispiel der Bassiès-

Pluton (312 ± 2 Ma) (PAQUETTE et al. 1997), der Quérigut-Pluton (307 ± 2 Ma) (ROBERTS et al. 2000), und der Mont-Louis-Andorra-Pluton (305 ± 5 Ma) (MAUREL et al. 2004) zu nennen. Des Weiteren weist der Ax-Granit ein Alter von 306 ± 2 Ma (DENÈLE et al. 2014) auf.

Neuere U-Pb-Einzelzirkon-Datierungen des Bossòst-Granits (337 ± 2 Ma) und Soulcem-Granits (339 ± 4 Ma), weisen auf Intrusionen im Visé hin (MEZGER & GERDES 2016). Über deren geotektonische Genese besteht noch Unklarheit. Die spätvariszischen, oberkarbonischen Magmatite intrudierten, mit Ausnahme des Ax-Granits, eher am Rand, in die Metasedimenthülle der Gneisdome. Die Magmatite mit Intrusionsaltern aus dem Visé dagegen, treten eher im Kernbereich der Gneisdome auf.

Tabelle 1: Verschiedene Alter für Migmatite und Intrusivgesteine des variszischen Gürtels der Pyrenäen, der Montagne Noire und dem Katalanischen Küstengürtel, sowie Protolithalter ausgewählter Gneisdome, erweitert nach AGUILAR et al. (2013). (ID-TIMS, Isotopen-Verdünnungs-Thermales-Ionisations Massenspektrometer; SIMS, Sekundäres-Ionisations-Massenspektrometer; LA-ICP-MS, Laserablation-Induktiv gekoppeltes Plasma-Massenspektrometer; EPMA, Elektronen-Mikrosonde Analyse; SHRIMP-RG, Sensitiv-hochauflösende-Ionen Mikrosonde-Reverse Geometrie)

Lokation	Alter (Ma)	Referenz	Methode	Technik
PYRENÄEN				
Orthogneise				
<i>Roc de Frausa-Massiv</i>				
Mas Blanc-Gneis	560 ± 7	(CASTIÑEIRAS et al. 2008)	U-Pb Zirkon	SHRIMP
Roc de Frausa-Gneis	476 ± 5	(CASTIÑEIRAS et al. 2008)	U-Pb Zirkon	SHRIMP
<i>Cap de Creus</i>				
Port-Gneis	553 ± 4	(CASTIÑEIRAS et al. 2008)	U-Pb Zirkon	
<i>Canigou-Massiv</i>				
Canigou-Orthogneis	475 ± 10	(CASTIÑEIRAS et al. 2008)	U-Pb Zirkon	
<i>Aston-Massiv</i>				
Aston-Orthogneis	470 ± 6	(DENÈLE et al. 2009)	U-Pb Zirkon	
<i>Hospitalet-Massiv</i>				
Hospitalet-Orthogneis	472 ± 2	(DENÈLE et al. 2009)	U-Pb Zirkon	
Migmatite				
<i>Roc de Frausa-Massiv</i>				
Migmatite	320 ± 13	(AGUILAR et al. 2013)	U-Pb Zirkon	SHRIMP-RG
	315 ± 4	(AGUILAR et al. 2013)	U-Pb Zirkon	SHRIMP-RG
<i>Bossòst-Massiv</i>				
Bossòst-Tonalit	329 ± 4	(MEZGER & GERDES 2016)	U-Pb Zirkon	LA-ICP-MS
<i>St. Barthelemy-</i>				
Paragneis	310 ± 25	(DELAPERRIÈRE et al. 1994)	U-Pb Zirkon oder Monazit	
	295 ± 5	(DELAPERRIÈRE et al. 1994)	U-Pb Zirkon oder Monazit	
<i>Aston-Massiv</i>				
Laparan-Migmatit	545 ± 3	(MEZGER & GERDES 2016)	U-Pb Zirkon	LA-ICP-MS
Laparan-Orthogneis	$325 \pm 1,9$	(MEZGER & GERDES 2016)	U-Pb Monazit	LA-ICP-MS
Intrusive Unterkrustengesteine				
<i>Aston-Massiv</i>				
Soulcem-Granit	$339,4 \pm 2,5$	(MEZGER & GERDES 2016)	U-Pb Zirkon	LA-ICP-MS
<i>Agly-Massiv</i>				
Ansignan-Charnocktit	314 ± 6	(RESPAUT & LANCELOT, 1983)	U-Pb Zirkon	
	315 ± 5	(POSTAIRE 1984)	U-Pb Zirkon	
Deformierter Granit	317 ± 3	(OLIVIER et al. 2004)	U-Pb Zirkon	ID-TIMS
PYRENÄEN				
Bossòst-Granit	338 ± 3	(MEZGER & GERDES 2016)	U-Pb Zirkon	LA-ICP-MS
Bossòst-Granit Sill	$336,8 \pm 2$	(MEZGER & GERDES 2016)	U-Pb Zirkon	LA-ICP-MS
Intrusive Mittelkrustengesteine				
<i>Agly-Massiv</i>				
Tournefort-Diorit	$308,3 \pm 1,2$	(OLIVIER et al. 2008)	U-Pb Zirkon	ID-TIMS

Lokation	Alter (Ma)	Referenz	Methode	Technik
Roc de Frausa-Massiv				
Ceret-Gabbro	312 ± 1,6	(AGUILAR et al. 2013)	U-Pb Zirkon	SHRIMP-RG
	307,6 ± 1,5	(AGUILAR et al. 2013)	U-Pb Zirkon	SHRIMP-RG
	307 ± 3,5	(AGUILAR et al. 2013)	U-Pb Zirkon	SHRIMP-RG
Kalk-Alkalische intrusive Oberkrustengesteine				
La Jonquera-St. Lorenç	282 ± 5	(COCHERIE 1984)	Gesamtgestein Rb/Sr	
	295 ± 7	(MAUREL 2003)	U-Pb Zirkon	SIMS
	314,2 ± 1,5	(AGUILAR et al. 2013)	U-Pb Zirkon	SHRIMP-RG
	311 ± 0,9	(AGUILAR et al. 2013)	U-Pb Zirkon	SHRIMP-RG
Saint Arnac	303,6 ± 4,7	(OLIVIER et al. 2008)	U-Pb Zirkon	ID-TIMS
Querigut	307 ± 2	(ROBERTS et al. 2000)	U-Pb Zirkon	
Mont-Louis-Andorra	305 ± 3	(ROMER & SOLER 1995)	U-Pb Titanit	
	305 ± 5	(MAUREL et al. 2004)	U-Pb Zirkon	SIMS
	301 ± 1,7	(DENÈLE et al. 2014)	U-Pb Zirkon	LA-ICP-MS
	303,1 ± 1,1	(DENÈLE et al. 2014)	U-Pb Zirkon	LA-ICP-MS
Bassiès	312 ± 3	(PAQUETTE et al.1997)	U-Pb Zirkon	
Eastern Cauterets	301 ± 7	(TERNET et al. 2004)	U-Pb Zirkon	
	305,8 ± 1,2	(DENÈLE et al. 2014)	U-Pb Zirkon	LA-ICP-MS
Ax-Granit	321 ± 7	(DENÈLE et al. 2007)		
	306,2 ± 2,3	(DENÈLE et al. 2014)	U-Pb Zirkon	LA-ICP-MS
Eaux-Chaudes	301 ± 9	(TERNET et al. 2004)	U-Pb Zirkon	
Bordères	309 ± 4	(GLEIZES et al. 2006)	U-Pb Zirkon	SIMS
Aya (Alkalin)	267,1 ± 1.1	(DENÈLE et al. 2011)	U-Pb Zirkon	LA-ICP-MS
MONTAGNE NOIRE				
Migmatite				
La Salvetat	327 ± 7	(FAURE et al. 2010)	U-Th-Pb Monazit	EPMA
Ourtigas	326 ± 4	(FAURE et al. 2010)	U-Th-Pb Monazit	EPMA
Anatektische Granite				
Laouzas	333 ± 6	(FAURE et al. 2010)	U-Th-Pb Monazit	EPMA
Montalet-Granit	324 ± 3	(FAURE et al. 2010)	U-Pb Zirkon	EPMA
	327 ± 7	(FAURE et al. 2010)	U-Th-Pb Monazit	EPMA
Spät- bis postmigmatitische Granite				
Anglés	325 ± 7	(FAURE et al. 2010)	U-Th-Pb Monazit	EPMA
Vialais	320 ± 3	(FAURE et al. 2010)	U-Th-Pb Monazit	EPMA
Soulié	318 ± 4	(FAURE et al. 2010)	U-Th-Pb Monazit	EPMA
KATALANISCHER KÜSTENGÜRTEL				
Montseny-Guilleries Massiv				
Susqueda-Diorit	323,6 ± 2,8	(MARTÍNEZ et al. 2008)	U-Pb Zirkon	SHRIMP-RG
Granit	305,9 ± 1,5	(MARTÍNEZ et al. 2008)	U-Pb Zirkon	SHRIMP-RG
Leukogranit	305,3 ± 1,9	(MARTÍNEZ et al. 2008)	U-Pb Zirkon	SHRIMP-RG
	301,5 ± 1,7	(MARTÍNEZ et al. 2008)	U-Pb Zirkon	SHRIMP-RG
	299 ± 2,3	(MARTÍNEZ et al. 2008)	U-Pb Zirkon	SHRIMP-RG

1.8. Theorien zur Deformationsgeschichte des Arbeitsgebietes

Bei der Betrachtung der einzelnen Datierungen zeigt sich schon die vorherrschende Problematik, welche bei den Interpretationen der Entwicklungsgeschichte der Gneisdome auftaucht. Einige Autoren, wie zum Beispiel LAUMONIER et al. (2010); DENÈLE et al. (2014) gehen davon aus, dass die zur Gneisbildung führende Deformationsphase D₂ mit der Ausbildung der S₂-Foliation im Bereich des

Aston- und Hospitalet-Domes, syntektonisch mit dem Aufstieg der großen spätvariszischen Plutone in der Zeit von 306 Ma bis 301 Ma zusammenhängt. CARRERAS & CAPPELLA (1994), MEZGER (2009) und MEZGER & GERDES (2016) dagegen postulieren dieses Ereignis schon einige Ma eher und innerhalb eines größeren Zeitrahmens. Zudem besteht bei letzteren Autoren die Ansicht, dass die Entwicklung von der S_1 -Foliation, im Zuge der D_1 -Deformation, nicht gleichzeitig und gleichräumig von statten ging und somit nicht insgesamt homogen auf die Axialzone angewandt werden kann. Gleiches gilt für die Anlage der S_2 -Foliation im Zuge der D_2 -Deformationsphase. Bei einer Verallgemeinerung der Deformationsgeschichte für die gesamte Axialzone sind wahrscheinlich die größten Unwägbarkeiten verborgen, da vermutlich starke regionale Unterschiede bei der tektonischen Entwicklung zu erwarten sind. Ein Alter mit einem neuen Diskussionsansatz für den Beginn der variszischen Hauptdeformationsphase der Axialzone steht zur Diskussion und zwar ab circa 339 Ma (MEZGER & GERDES 2016). Dies wäre äquivalent zum oftmals genannten Beginn des Zeitraums der variszischen Hauptdeformationsphase (KRONER et al. 2007; KRONER & ROMER 2013; FRANKE 2014). Schon der Beginn der D_1 -Deformationsphase ist damit umstritten, da sich die Zeiträume zum jetzigen Forschungsstand überschneiden würden. Es ist nicht klar, wann die D_1 -Deformation einsetzt, da die strukturellen Merkmale dieser Phase weitestgehend überprägt sind und nur reliktsch gefunden werden können (MEZGER & GERDES 2016). Anhand der vorgestellten Thesen ist ersichtlich, dass sich diese beiden Theorien im Moment unvereinbar gegenüber stehen.

Der Vollständigkeit halber sei noch die Deformationsphase D_3 erwähnt, welche für eine E-W Faltung im Aufschlussmaßstab sowie im 100er Meter-Bereich verantwortlich ist. Dabei konnten die, zum Teil mylonitischen, Scherzonen mit reversem dextralem Schersinn entstehen, welche während des Abkühlens der variszischen Kruste entstanden (MEZGER & PASSCHIER 2003). Diese Scherzonen zeigen retrograde mittel- bis niedriggradige Metamorphosebedingungen und steil einfallende mylonitische Foliation (DENÈLE et al 2008; MEZGER et al. 2012). Über deren relative zeitliche Stellung sind sich die vorgenannten Autoren einig. Einzig das absolute Alter der großen Scher- und Störungszonen ist weiterhin umstritten, da keine absoluten Altersdaten vorliegen. Momentan wird davon ausgegangen, dass sie spätestvariszisch angelegt und alpidisch reaktiviert wurden (CARRERAS & CIRÉS 1994; DENÈLE et al. 2008; SCHNAPPERELLE 2010; MEZGER et al. 2012).

Bei der Interpretation der tektonischen Spannungsorientierungen sind sich die Autoren wie DENÈLE et al. (2009), MEZGER (2009) und MEZGER et al. (2012) weitgehend einig. So weisen die Autoren darauf hin, dass in der Axialzone der Pyrenäen zu Beginn der variszischen Orogenese ein rein kompressives N-S gerichtetes Spannungsregime geherrscht haben muss. Dieses wandelt sich mit fortschreitender Orogenese in ein transpressives Spannungsregime mit einer dextralen Komponente.

2. Einführung in die Methodik

2.1. Methodik Geochronologie

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

2.1.1.1. Radioaktivität

Nach DICKIN (2005) werden die Grundlagen des radioaktiven Zerfalls wie folgt beschrieben:

Die Zerfallsrate eines radioaktiven Elternnuklids zu einem stabilen Tochteratom ist proportional zur Anzahl der Atome N , welche zu einer Zeit t präsent sind (RUTHERFORD & SODDY 1902). Daher ergibt sich die Formel:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad [1]$$

λ ist eine Proportionalitätskonstante. Die Zerfallskonstante gibt die Wahrscheinlichkeit an, in der ein bestimmtes Atom eines Radionuklids innerhalb einer gegebenen Zeit zerfällt. Der Term dN/dt ist die Rate der Änderung der Anzahl der Elternatome.

Durch Herleitungen gelangt man zur Grundgleichung des radioaktiven Zerfalls:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad [2]$$

Diese Gleichung ergibt die Anzahl der radioaktiven Elternatome N , die zum Zeitpunkt t übrig bleiben, ausgehend von der ursprünglichen Anzahl N_0 .

Ein Weg die Zerfallsrate darzustellen, ist die Halbwertszeit $t_{1/2}$. Sie definiert sich als die Zeitspanne, in der die Anzahl der Kerne auf die Hälfte des ursprünglichen Wertes gesunken ist. Setzt man in Gleichung [2] $N=N_0/2$ und $t= t_{1/2}$, unter Verwendung des natürlichen Logarithmus auf beiden Seiten, so erhält man:

$$t_{\frac{1}{2}} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0.693}{\lambda} \quad [3]$$

2.1.1.2. Das U-Th-Pb-System

Eine Besonderheit dieses Systems ist, dass es drei verschiedene Zerfallsreihen aufweist. ^{232}Th zerfällt zu ^{208}Pb und die beiden Uran-Isotope ^{235}U und ^{238}U zerfallen jeweils zu ^{206}Pb und ^{207}Pb . Somit bestehen zwei Systeme (U-Pb), deren Ausgangs- und Endnuklide chemisch gesehen identisch sind. In Tabelle 2

werden die Halbwertszeiten $t_{1/2}$, die den Berechnungen zugrunde liegenden Zerfallskonstanten λ und die jeweiligen Häufigkeiten der Isotope dargestellt. Die Abbildung 2.1 zeigt die Zerfallsreihen der U-Th-Isotope und deren Zwischenprodukte.

Tabelle 2: Häufigkeit, Halbwertszeiten und Zerfallskonstanten des Thorium-Isotops ^{232}Th und der Uran-Isotope (^{232}Th , ^{235}U und ^{238}U „offiziell“ nach STEIGER & JÄGER (1977))

Isotop	Häufigkeit (%)	Halbwertszeit $t_{1/2}$	Zerfallskonstante λ	Referenz
^{232}Th	100	$14.010 \times 10^9 \text{ a}$	$4.9475 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$	(JAFEEY et al. 1971)
^{234}U	0.0057	$2.4525 \times 10^5 \text{ a}$	$2.826 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$	(CHENG et al. 2000)
^{235}U	0.72	$0.7038 \times 10^9 \text{ a}$	$9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	(JAFEEY et al. 1971)
^{238}U	99.2743	$4.468 \times 10^9 \text{ a}$	$1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	(JAFEEY et al. 1971)

Von Thorium sind sechs unterschiedliche Isotope bekannt, von denen bis auf ^{232}Th alle Zwischenprodukte in verschiedenen Zerfallsreihen sind und die daher, mit Ausnahme von ^{230}Th (75 ka), sehr kurze Halbwertszeiten besitzen. ^{232}Th ist Ausgangs-Isotop einer eigenen Zerfallsreihe (Abb. 2.1). Uran besitzt drei natürliche Isotope ^{234}U , ^{235}U und ^{238}U , welche alle radioaktiv sind. ^{234}U ist ein Zwischenprodukt beim Zerfall von ^{238}U und existiert nur in geringsten Konzentrationen. Das Verhältnis der langlebigen Isotope $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ beträgt nach NIER et al. (1941) in unserem Sonnensystem 1/137,88. Auf der Erde existieren insgesamt vier stabile Blei-Isotope: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb und ^{208}Pb . Die letzten drei sind weitestgehend radiogenen Ursprungs. Einzig das ^{204}Pb ist kein Produkt einer Zerfallsreihe. Der resultierende Überschuss der radiogenen Isotope wird im Verhältnis zum nicht radiogenen ^{204}Pb dargestellt. Ein Wachstum dieser Verhältnisse innerhalb eines Zeitraumes mit Beginn t_0 und Ende t_1 kann für geschlossene Uran- und Thorium-Systeme in folgender Gleichung dargestellt werden:

$$\left(\frac{D}{^{204}\text{Pb}}\right)_{t_1} = \left(\frac{D}{^{204}\text{Pb}}\right)_{t_0} + \left(\frac{N}{^{204}\text{Pb}}\right) (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_1}) \quad [4]$$

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

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} * \ln\left(\frac{^{206}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}_0}{^{238}\text{U}} + 1\right) \quad [5]$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{235}} * \ln\left(\frac{^{207}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}_0}{^{235}\text{U}} + 1\right) \quad [6]$$

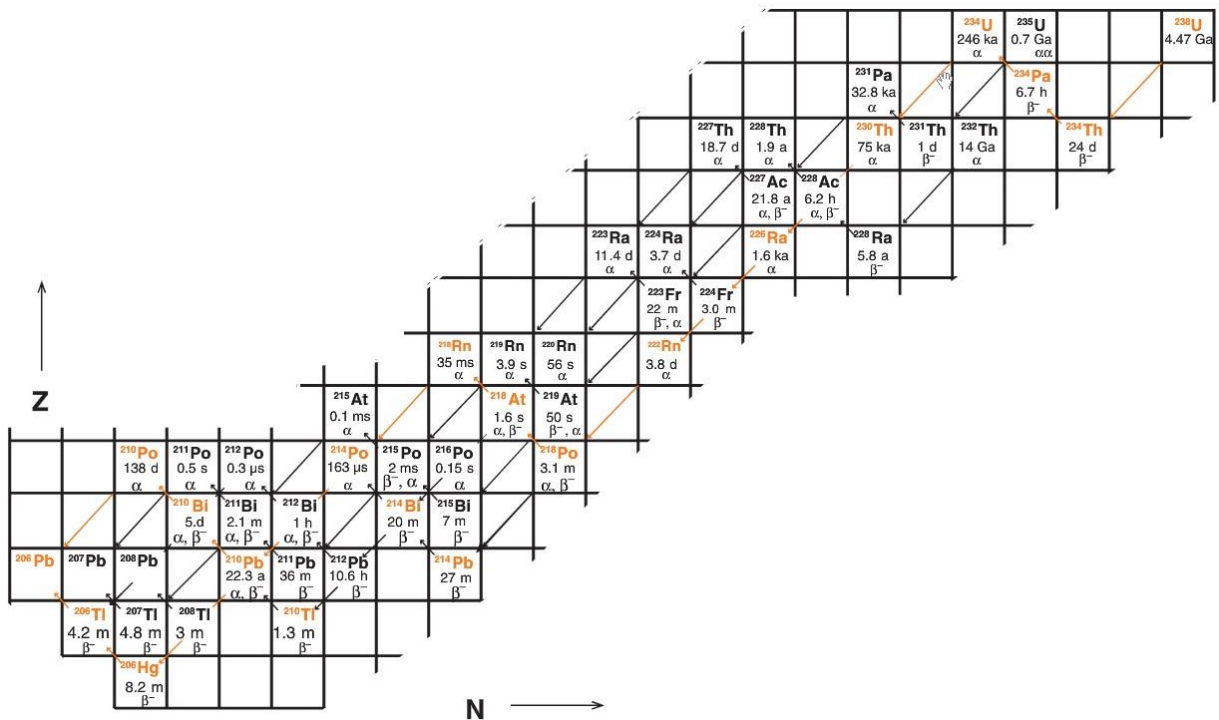


Abbildung 2.1: Übersicht über die natürlichen Umwandlungsreihen der Isotope ^{238}U , ^{235}U und ^{232}Th mit den Zerfallswegen der Zwischenprodukte inklusive der jeweiligen Halbwertszeiten (WHITE 2015)

2.1.1.3. Blei-Entwicklung nach STACY und KRAMERS

Die ersten Blei-Entwicklungsmodelle wurden unabhängig voneinander entwickelt und von HOLMES und HOUTERMANS jeweils im Jahre 1946 vorgestellt. Diese Modelle gingen von einer einstufigen Entwicklung der Blei-Isotope auf der Erde aus. In der Realität zeigte sich jedoch, dass die Berechnungen auf Basis des ersten Modells bei phanerozoischen Proben nicht mehr stimmten. Aufgrund der Unbrauchbarkeit des Einstufen Modells stellten im Jahre 1975 STACEY & KRAMERS daraufhin ein zweistufiges Blei-Entwicklungsmodell vor (Abb. 2.2). Dieses besagt, dass sich das Blei im Zeitraum zwischen 4,75 Milliarden Jahren (Ga) bis 3,7 Ga in einem Reservoir mit einheitlichen Isotopenverhältnissen von $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 7,19$ und $\omega = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} = 32,21$ bestand. Ab 3,7 Ga entwickelte sich das Blei unter anderen Bedingungen, die durch eine chemische Differentiation im Erdmantel sowie durch weitere Krustenbildung und Vermischungsereignisse und einer schrittweisen Akkretion zu seiner heutigen Zusammensetzung von $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} \approx 9,74$ und $\omega = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb} \approx 37,19$ führten.

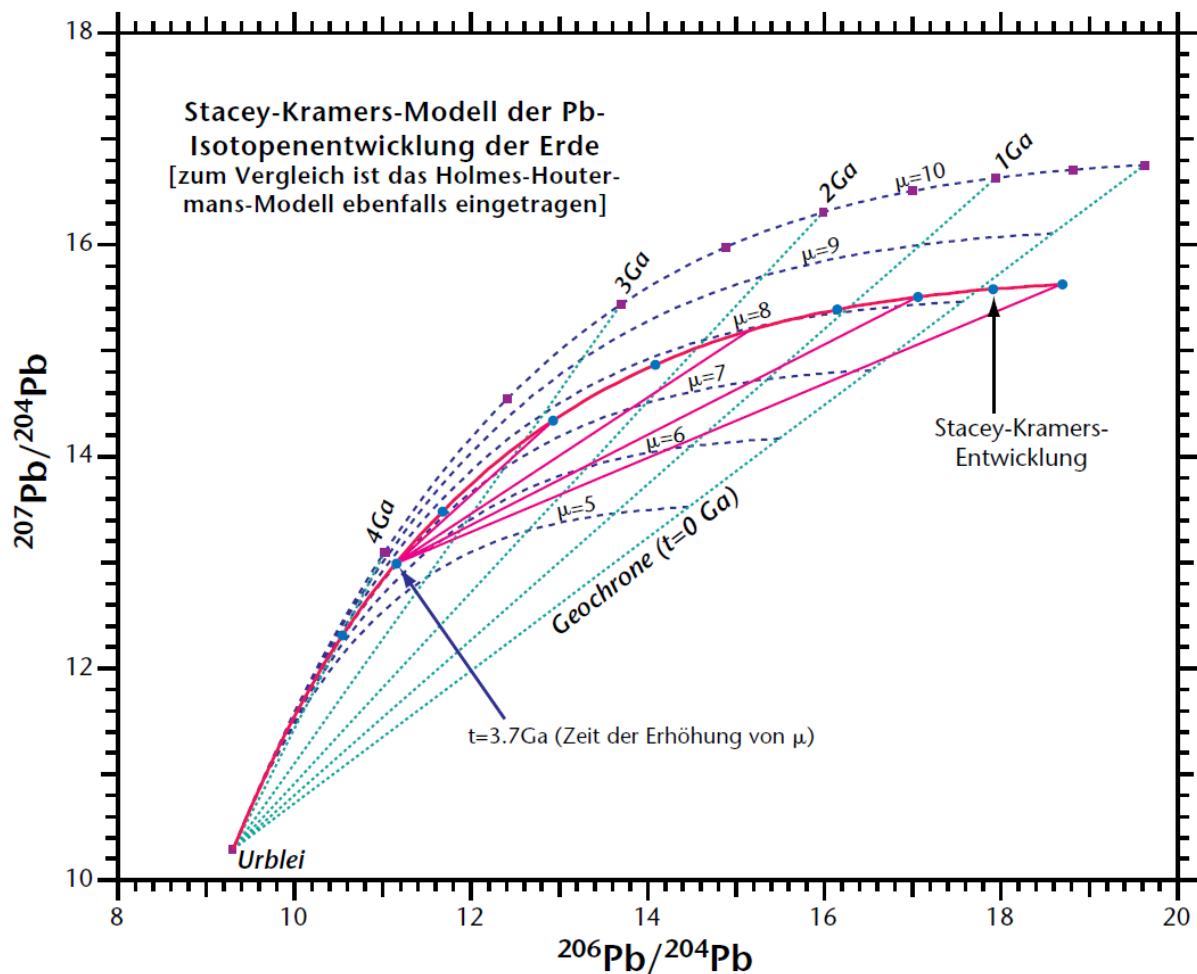


Abbildung 2.2: Gegenüberstellung der Blei-Entwicklungsmodelle von HOLMES (1946) und HOUTERMANS (1946) in Blau und STACEY & KRAMERS (1975) in Rot, aus STOSCH (1999).

2.1.1.4. Konkordia Darstellung

Unter Verwendung zweier unabhängiger Zerfallssysteme, in diesem Fall ^{238}U - ^{206}Pb und ^{235}U - ^{207}Pb , kann man eine Kurve berechnen, die auf den Zerfallskonstanten von ^{235}U und ^{238}U beruhen. Mit der Annahme eines geschlossenen Systems, unter Berücksichtigung aller nötigen Korrekturen, wie initiales Blei und Massendiskriminierung sowie Isotopenhäufigkeiten der einzelnen Blei-Isotope, sollten zwei identische Alter berechnet werden können. Wenn die errechneten Alter tatsächlich gleich sind, bezeichnet man sie als konkordant. Diese Alter liegen dann auf der so genannte Konkordia-Kurve, in dem von WETHERILL (1956) eingeführten Konkordia-Diagramm. Mit dem Einsetzen der Zeit t in die Formeln [7] und [8] ergibt sich die Konkordia-Kurve. Die jeweiligen Lösungen der Gleichungen, welche die Verhältnisse von $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ wiedergeben, werden in einem Diagramm aufgetragen.

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{238}\text{U}} = (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad [7]$$

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{235}\text{U}} = (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad [8]$$

2.1.1.5. Diskordante Alter von Zirkonen

Es besteht die Möglichkeit, dass im Laufe der Zeit eine zumindest teilweise Öffnung des Systems für das Zirkongitter stattfand, mit der ein Bleiverlust einhergehen kann. Dies wird häufig als Ursache für eine so genannte Diskordanz angenommen. Bei verschiedenen Autoren, wie HEAMAN & PARRISH (1991) und MEZGER & KROGSTAD (1997) wird diese Problematik ausführlich diskutiert. Sie gehen davon aus, dass die Schließungstemperatur für Zirkon über 800 °C liegt. Häufig ist beobachtet worden, dass einem Bleiverlust kein bekanntes geologisches Ereignis zuzuordnen ist. MEZGER & KROGSTAD (1997) definieren vier wichtige Temperaturbereiche, in denen ein Blei-Verlust auf verschiedene Arten zustande kommen kann und welche man für die spätere Interpretation von geologischen Altern berücksichtigen muss. Bei Temperaturen unter 600 °C kann das Kristallgitter aufgrund radioaktiven Zerfalls von Atomen und der damit auftretenden Emission von Helium-Kernen, ergo α -Teilchen, gestört werden. Diese Zirkone werden als metamikt bezeichnet. Diese teilweise Zerstörung ist in diesem Fall irreparabel und kann einen indirekten Bleiverlust durch Auslaugen des Bleis aufgrund von Fluidwirkungen auslösen. Im Bereich von 600 °C-650 °C werden auch nur teilweise metamikte Zirkone einen Bleiverlust erfahren, der das Ergebnis von Rekristallisationen der beschädigten Gitter ist. Von etwa 650 °C bis 1000 °C gibt es keinen nennenswerten Bleiverlust, weil die Pb-Diffusion im unberührten Gitter extrem langsam ist (MEZGER & KROGSTAD 1997). Ab 1000 °C aufwärts kann der Zirkon wieder langsam, als Folge der Diffusion im Gitter, Blei verlieren. Somit sollte eine vollständige Neueinstellung der Isotopenverhältnisse im Zirkons unter Krustenbedingungen nur möglich sein, wenn der Kristall vollständig aufgelöst wird und anschließend wieder ausfällt (MEZGER & KROGSTAD 1997).

Nach HEAMAN & PARRISH (1991) besteht eine weitere Interpretationsmöglichkeit der Diskordanz, durch „Mischalter“. Durch SHRIMP-Analysen ist bekannt, dass Zirkone häufig zonar wachsen und somit eine diskrete Alterszonierung aufweisen. Damit wäre eine Diskordia-Gerade eine Mischungslinie unterschiedlicher konkordanter Alter. Somit kann der obere Schnittpunkt mit der Konkordia-Kurve als Wachstum des Kerns, der untere Schnittpunkt als jüngere Wachstumsphase interpretiert werden. Allerdings gilt hier die Voraussetzung, dass die untersuchten Zirkone nur einer dualen Wachstumsphase unterlagen.

Wenn Magma durch partielle Schmelzen in der Kruste entsteht oder Krustenmaterial assimiliert, so kann es passieren, dass alte, nicht vollständig aufgeschmolzene Zirkone im Magma enthalten sind. Solche ererbten Zirkone finden sich besonders in peraluminischen, speziell in „kalten und trockenen“ Schmelzen mit niedrigen Zr-Sättigungen oder in peralkalischen Magmen mit hohem Zr-Sättigungsgrad (WATSON & HARRISON 1983). Diese Zirkone verlieren eine Menge ihres alten Bleis und werden von jüngeren Zirkonen überwachsen, welche dann einen Anwachssaum bilden. Die Kerne behalten jedoch meist so viel altes Blei, dass der obere Schnittpunkt der Diskordia immer noch ein sinnvolles Alter, das Vererbungsalter ergibt. Der untere Schnittpunkt kann als das Alter der jüngeren Schmelzbildung interpretiert werden. Diese Interpretation konnte in diversen Studien von PANKHURST & PIDGEON (1976), PIDGEON & AFTALION (1978) und ROGERS et al. (1989) bestätigt werden. Die „Mischalter“-Problematik, also ein älterer Kern und jüngere Säume, kann über Punktanalysen (SHRIMP, LA-ICP-MS) umgangen werden.

2.1.2. LA-ICP Massenspektrometrie

2.1.2.1. Plasma-Ionisierung

Ein Plasma ist ein ionisiertes Gas, welches aus einem Gemisch aus Ionen, Elektronen und Neutralteilchen besteht. In allen Plasmaquellen wird der Probe durch eine geeignete Methode genügend Energie zugeführt, um einen repräsentativen Teil davon zu ionisieren und einen Plasmazustand zu erreichen (GIJBELS & ADRIAENS 2000). Um diesen Zustand bei induktiv gekoppelten Plasmaquellen (**ICP**, *inductively coupled plasma*) zu erreichen, wird in einer Edelgasatmosphäre elektromagnetische Strahlung erzeugt. Die ICP-Methode beruht auf einer stationären oder zeitunabhängigen Funktionsweise, während bei anderen Methoden die Ionisierung in kurzen Pulsen unter Hochvakuum erfolgen kann.

Nach GIJBELS & ADRIAENS (2000) sind Atomisierung und Ionisierung unabdingbar bei der Bildung von Ionen. Momentan existiert noch keine genaue Erklärung, wie die Energie in das Plasma übertragen wird. Dies würde nur über Echtzeitcharakterisierung des Plasmas funktionieren, was sich aber gerade bei gepulsten Ionenquellen als sehr schwierig erweist. Die Beschreibung der Vorgänge bei der Plasmabildung kann durch mathematische Näherungsmethoden übernommen werden. So sind Elektronenstoßionisation ($M + e^- \rightarrow M^+ + 2e^-$) und PENNING-Ionisation durch hochangeregte Argon Atome ($M + Ar^* \rightarrow M^+ + e^- + Ar$) die Hauptprozesse der stationäre Plasmaquellen. Bei der Annahme eines lokalen thermischen Gleichgewichts des Plasmas, kann der Grad der Ionisierung eines Elements aus der SAHA-Gleichung berechnet werden:

$$\frac{n_+}{n} = \frac{1}{n_e} \left[\frac{2\pi m_e kT}{h^2} \right]^{3/2} \frac{Q_+}{Q_0} \exp\left(-\frac{I}{kT}\right) \quad [9]$$

N_+ und n = Ionen- bzw. Atomzahl; 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 = Ionisierungspotential

Es wird angenommen, dass die meisten Elemente des Periodensystems unter typischen Plasmabedingungen, das heißt bei gegebener Plasmatemperatur und Elektronendichte, wirkungsvoll ionisiert werden (GIJBELS & ADRIAENS 2000).

2.1.2.2. Ionentrennung und Nachweis

Nach der Ionisierung im Plasma werden die Ionen mit Hochspannung beschleunigt und auf eine kreisförmige Flugbahn in einem magnetischen Feld gelenkt.

Der Bahnradius berechnet sich aus der Gleichheit der Zentrifugalkraft:

$$F = \frac{mv^2}{r} \quad [10]$$

und der LORENTZ-Kraft:

$$F = BqV \quad [11]$$

Für beide Gleichungen gilt: F = Kraft; m = Masse des Teilchens; q = Ladung des Teilchens; v = Geschwindigkeit des Ions; r = Radius der Flugbahn; B = magnetische Feldstärke

Bei der Gleichheit der Kräfte ergibt sich also:

$$\frac{mv^2}{r} = BqV \quad [12]$$

Das elektrische Sektorfeld wirkt somit als Impuls (mv)-Analysator für Partikel einer bestimmten Ladung q und magnetischer Feldstärke B . Die kinetische Energie des Ions nach Durchlaufen des Spannungsfeldes wird mit folgender Gleichung beschrieben:

$$\frac{mv^2}{2} = qV \text{ oder } \frac{(mv)^2}{2m} = qV \quad [13]$$

Kombiniert man nun die Gleichungen [12] und [13], so erhält man die Massenspektrometer-Gleichung:

$$\frac{m}{q} = \frac{b^2 r^2}{2V} \quad [14]$$

Die Ionen erreichen mit verschiedenen m/q Verhältnissen den Detektor, in dem einer der drei Parameter des rechten Terms der Gleichung verändert wird. Meistens wird die magnetische Feldstärke geändert. Im Grunde wird bei Teilchen gleicher Ladung der Bahnradius nur durch die jeweilige individuelle Masse beeinflusst. Je größer die Masse, umso größer auch der Radius.

Der Nachweis der Elektronen erfolgt über einen Sekundärelektronenvervielfacher (SEV). Dieser ist in der Lage auch kleinste Signalintensitäten (10^{-20} bis 10^{-14}) zu messen (GIJBELS & ADRIAENS 2000). Dieser Vervielfältiger besteht aus einer Reihe von Dynoden, die mit einer Anode oder einem Kollektor beendet wird. Trifft ein Teilchen auf die erste Dynode, so werden einige Sekundärelektronen erzeugt und beschleunigt, die ihrerseits auf die nächste Dynode treffen. Dieser Vorgang wiederholt sich an den folgenden Dynoden und das entstandene Sekundärelektronenbündel wird an der Anode gesammelt und dann elektronisch verstärkt. Bei einem folgenden Impulszählmodus wird der verstärkte Strom in einen Impulshöhendiskriminator geleitet. Alle Impulse, die dann über einer gewissen Grundschwelle liegen, werden von einem digitalen Impulzzähler registriert. Dabei bleibt die Zählrate über fünf bis sechs Größenordnungen linear (GIJBELS & ADRIAENS 2000).

2.1.3. Zirkon

Die Erstbeschreibung dieses Minerals erfolgte durch Abraham Gottlob WERNER (1783). Zirkon zählt nach STRUNZ & TENNYSON (1970) zu den Insel(Neo)silikaten ohne weitere Anionen und Kationen in oktaedraler und gewöhnlich größerer Koordination. Es besitzt die chemische Formel $ZrSiO_4$. Der Name leitet sich von dem persischen „zargun“ her, was so viel wie „goldfarben“ bedeutet (HANCHAR & HOSKIN 2003). Es existieren in der Zirkon-Gruppe weitere Variationen von verwandten Mineralen, die anstatt Zirkon die Elemente Thorium (Th), Cer (Ce), Hafnium (Hf) und Uran (U) als Kation besitzen. So kann im Zirkon selbst, bis zu einem gewissen Grad Uran, Thorium und Hafnium anstelle des Elements Zirkonium (Zr) diadoch ersetzt werden. Wenn Uran beigemischt ist, dann ist der Zirkon radioaktiv. Durch die sehr gute Austauschfähigkeit von Zr mit U kommt Zirkon in allen felsischen Magmatiten als akzessorisches Mineral vor.

Das Mineral besitzt eine Härte (Mohs) von 7,5 und eine Dichte von $4,65 \text{ g/cm}^3$ bis $4,674 \text{ g/cm}^3$. Durch die Metamiktisierung, der Zerstörung des Kristallgitters durch radioaktiven Zerfall, können Dichte und Härte jedoch stark abnehmen. Die Farbe reicht in der Regel von farblos, über rot, braun, rosa, leicht violett bis hin zu grün aber auch blau. Das Mineral bricht muschelig und weist einen Diamantglanz auf. Die Spaltbarkeit ist undeutlich auf $\{110\}$ und $\{111\}$. Zirkon kristallisiert im tetragonalen Kristallsystem in der ditetragonalen-dipyramidalen Kristallklasse ($4/mmm$). Die Minerale weisen zumeist eine Elongation (Länge zu Breite) von 1 bis 1,5 auf (CORFU et al. 2003). Gewöhnliche Formen sind tetragonale Prismen $\{100\}$ und $\{110\}$ und tetragonale Doppelpyramiden $\{111\}$ und $\{101\}$, die auch in Kombination auftreten können.

Zirkon ist äußerst widerstandsfähig und somit eines der am meisten genutzten Minerale, um die Genese von magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen zu erforschen. Das Mineral kann in seiner externen Morphologie und der internen Textur extrem variieren. Diese Eigenschaften spiegeln die geologische Geschichte des Minerals, insbesondere die entsprechenden Folgen von magmatischer oder metamorpher Kristallisation und Umkristallisation, wieder. Die wichtigste Rolle für Zirkon ist es, basierend auf dem Zerfall von Uran und Thorium, dass das Mineral exzellent als Geochronometer geeignet ist (CORFU et al. 2003).

2.1.4. Probennahme und Aufbereitung der Proben

Die gesamten Proben wurden in den Laboren der Fachgruppe Allgemeine Geologie des Institutes für Geowissenschaften und Geographie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg aufbereitet. Die spezifische Präparation, sprich Einbetten der Zirkone in Epoxidharz und Polieren der Mounts für die Kathodolumineszenz- und die LA-ICP-MS-Analysen, erfolgte im Senckenberg-Museum für Mineralogie und Geologie, Abteilung Geochronologie Dresden unter der Leitung von Prof. Dr. Ulf Linnemann, mit Hilfe von Andreas Gärtner und Mandy Hofmann.

2.1.4.1. Probennahme

Die Probennahme erfolgte an durch Feldbeobachtungen und –befunden ausgesuchten Stellen. Diese sind in Abbildung 2.3 an den dargestellten Fähnchen, welche im Arbeitsgebiet verteilt sind, zu sehen. Es wurde jeweils zwischen ungefähr 7 kg und 15 kg möglichst frisches Probenmaterial mittels Fünf-Kilogramm-Hammer oder Geologenhammer und Meißel aus dem anstehenden Festgestein genommen, in große Probentüten verpackt, abtransportiert und in das Institut verbracht.

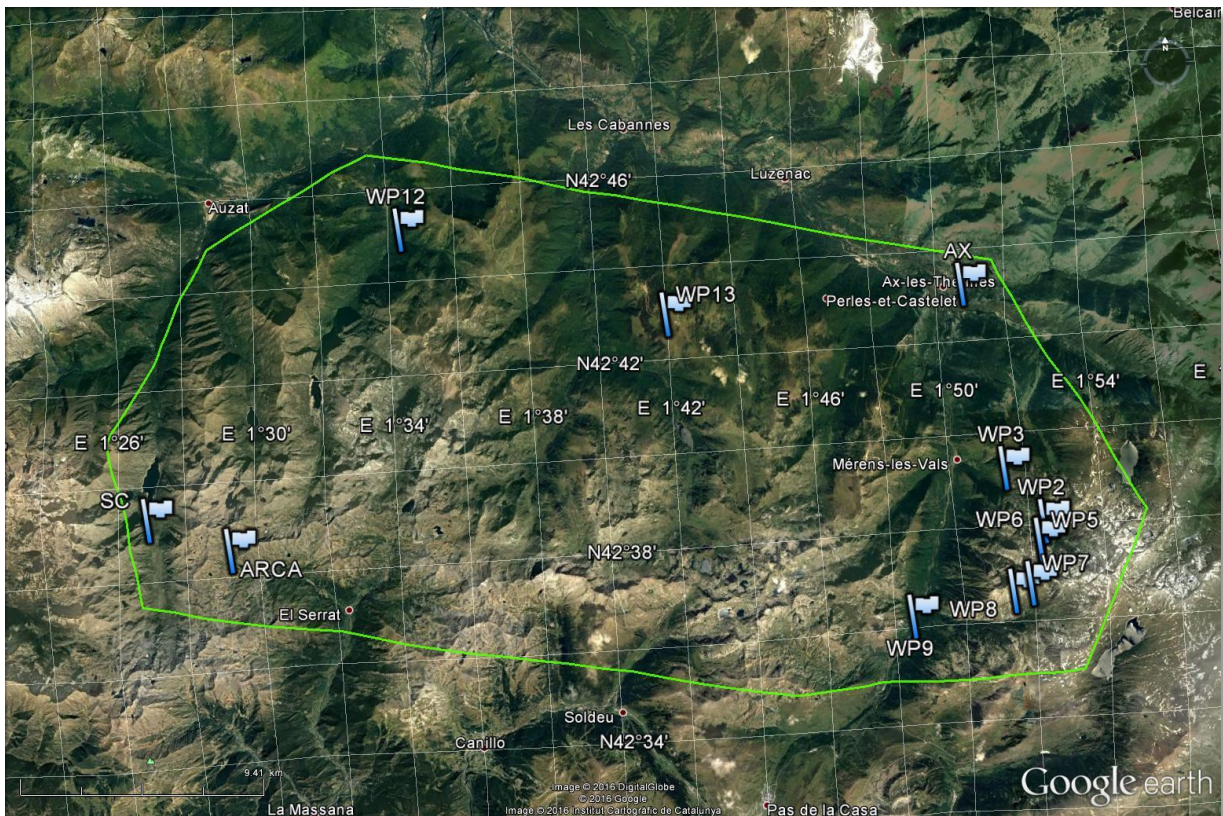


Abbildung 2.3: Geographische Übersicht über die Lage der Probennahmepunkte im Arbeitsgebiet, erstellt mit Google Earth.

2.1.4.2. Grobaufbereitung

Alle Proben wurden als Erstes gereinigt, von eventuell anhaftenden Flechten sowie Verwitterungskrusten befreit. Als nächstes wurde die Probe jeweils mit dem Hammer in ungefähr faustgroße Stücke zerkleinert, um sie anschließend im Backenbrecher der Bauart „Retsch Typ BB 3“ auf Korngrößen von circa 10-13 mm weiter herunter zu brechen.

Danach wurde die Probe in der Walzenmühle „Labor-Walzwerk 250x150/MN 834/2“ von KHD Humboldt Wedag AG schrittweise, durch Verringern des Abstandes der Walzen, auf unter 1 mm zerkleinert. In diesem Fall der Aufbereitung war der Anfangsabstand bei ungefähr 2,5 mm-3 mm und wurde im nächsten Schritt auf 0,8 mm-0,9 mm verringert. Der finale Abstand der Walzen betrug circa 0,6 mm-0,65 mm. Der Vorteil der Walzenmühle gegenüber einer Scheibenschwingmühle (Pulverisette) ist, dass die Minerale meist entlang ihrer Korngrenzen aus dem Verband gelöst werden und somit der Grad der vollständigen Erhaltung von Mineralen sehr hoch ist. Zudem werden sie weitestgehend von Verwachsungen mit anderen Mineralen befreit. Dies ist insofern wichtig, als dass die mit Laserablation (LA) zu analysierenden Zirkone erhalten bleiben sollen, um ihre komplexen Strukturen (Zonierung)

erfassen zu können. Ein kleiner Teil (circa 250 g bis 300 g) des nun erhaltenen Gesteinspulvers wurde separiert und ungefähr 25 g davon vorerst in der Kugelschwingmühle „FRITSCH ANALYSETTE 3 SPARTAN Pulverisette 0“ zu Gesteinsmehl ($<62 \mu\text{m}$) zermahlen und für die Gesamtgesteinsanalysen verwendet. Der restliche größere Teil der Probe wurde zunächst bei einer Maschengröße von 1 mm trocken gesiebt. Damit konnten zumeist plattige Hellglimmer und weitere, nicht ausreichend zerkleinerte Minerale entfernt werden, welche im Bedarfsfall ein weiteres Mal der Walzenmühle zugeführt wurden.

Das so erhaltene Gesteinspulver wurde anschließend mittels Nass-Rütteltisch (WILFLEY® Table der Firma Outokumpu Technology) aufgeschlämmt. Durch die horizontale Rüttelbewegung des leicht zur vorderen, von der Probenzufuhr am weitesten entfernten Ecke geneigten Spültisches und der kontinuierlichen Wasserzuführung über den gesamten Tisch und dem Probenzufuhrbehälter wurde eine Anreicherung der Schwerminerale erreicht. Obwohl eine dunkle Schwermineral-Fahne aufgrund der leukokraten Zusammensetzung der Proben nicht zu erkennen ist, beträgt die relative Anreicherungsrate hierbei circa 70-90 %. Die Trennung auf dem Rütteltisch erfolgt nach der Kornform und der jeweiligen Dichte. Das nun erhaltene Schwermineralkonzentrat, wie auch die weiteren Fraktionen wurden im Trockenschrank bei nur maximal $60 \text{ }^\circ\text{C}$ getrocknet, um möglichen Oxidationen vorzubeugen.

2.1.4.3. Mineralseparation

Die Fraktion mit den angereicherten Schwermineralen wurde nun der Schwerentrennung unterzogen. Dies erfolgte mittels einer Schwereflüssigkeit in einem Scheidetrichter. In einem ersten Trennungsgang wurde Bromoform (CHBr_3), mit einer Dichte von $2,89 \text{ g/cm}^3$, als Schwereflüssigkeit verwendet. Die Minerale mit einer höheren Dichte setzen sich hierbei am Boden des Scheidetrichters ab, die leichteren schwimmen oben auf. Somit können beide Fraktionen hervorragend getrennt werden. Nach dem Waschen mit Aceton und anschließendem Trocknen wurde die schwere Fraktion, je nach dem magnetischen Verhalten, am FRANTZ®-Magnetabscheider in para- und diamagnetische Fraktionen getrennt. Hierbei wurde schrittweise, in Stufen von 0,2 mA beginnend mit 0,2 mA bis hin zu 1,6 mA, der Spulenstrom am Magnetscheider erhöht. Damit werden die verschiedenen magnetischen Suszeptibilitäten der Minerale ausgenutzt und somit eine stetige relative Anreicherung von Zirkon-Mineralen, welche praktisch nicht magnetisierbar sind, in der diamagnetischen Fraktion erreicht. Die meisten Zirkone finden sich dann in der Fraktion $>1,6 \text{ mA}$.

Diese angereicherte Fraktion wurde anschließend einem zweiten Trennungsgang mit Diiodmethan (CH_2I_2) als Schwereflüssigkeit, mit einer Dichte von $3,32 \text{ g/cm}^3$ unterzogen, der dem oben

beschriebenen gleicht. Das nun erhaltene Schwermineralkonzentrat hat einen Zirkon-Anteil von ungefähr 90-95 %.

Die Zirkone, welche zur Analyse benötigt wurden, mussten nun von Hand mit einer Picknadel unter dem Binokular ausgelesen werden. Die gepickten Zirkone wurden in einem Kunststoffring, mit einem Durchmesser von 25 mm, auf einem mit doppelseitigem Klebeband fixiertem Objektträger mittig, mit geringem Abstand zueinander, fixiert. Danach wurde der Kunststoffring mit Kunstharz ausgegossen, bei 60 °C ausgehärtet und der Objektträger mit Klebeband entfernt. Final musste die Probe noch geschliffen und poliert werden und war damit bereit zur Analyse.

Die Anzahl der verwendeten Zirkone pro Probenträger (*Mount*) schwankt. So konnten bei WP9 nur 29 und bei WP8 nur 80 Zirkone gewonnen werden. Diese wurden allerdings alle für den jeweiligen Mount verwendet. Bei zwei weiteren Proben (ARCA; WP13) existieren je zwei Mounts mit 30 und 120 Zirkonen, da diese nach ihrer Größe sortiert wurden. Die restlichen Mounts enthalten zwischen 110 und 140 Zirkone. Insgesamt wurden 14 Mounts von 12 Proben hergestellt.

2.1.5. Analytik

2.1.5.1. Kathodolumineszenz-Aufnahmen und REM

Bei einem Beschuss einer Materialoberfläche mit Elektronen werden einige physikalische Prozesse, wie Röntgenstrahlung, Rückstreu-, Sekundär- und Augerelektronen aber auch Kathodolumineszenz ausgelöst. Die Kathodolumineszenz entsteht, wenn Elektronen von Atomen der Mineraloberfläche aus dem Valenzverband in das Leitungsband angehoben werden und unter Emission von Photonen auf ein Niveau niedriger Energie zurückfallen. Kathodolumineszenz (KL)-Aufnahmen der Zirkone sind geeignet, um die internen Strukturen, wie ererbte Kerne oder Wachstumszonierung aber auch Alterationserscheinungen und Risse analysieren zu können (Abb. 2.4). Es wurden Aufnahmen mit 80 bis 90-facher, bei Detailaufnahmen mit bis zu 400-facher Vergrößerung angefertigt. Die Beschleunigungsspannung lag bei 20 kV und die Belichtungszeit für die Aufnahmen betrug bis zu 320 s. Dabei konnten auch erste Schätzungen zu den relativen U-Gehalten vorgenommen werden, da in den dunklen Bereichen die Gehalte im Allgemeinen höher sind, als in denen heller Lumineszenz. Voraussetzung für die Aufnahmen war die Bedampfung der zuvor gefertigten Mounts mit Kohlenstoff, um eine Leitfähigkeit zu erreichen. Für eine schnelle Übersicht und Lage der Zirkone auf dem Mount, dem so genannten Mapping, wurden Raster-Elektronen-Mikroskop (REM) -Aufnahmen im Sekundärelektronen (SE)-Modus, zum Teil auch im Rückstreuerelektronenkontrast (BSE-*backscattered electrons*)-Modus, mit ungefähr 30-facher Vergrößerung angefertigt. Diese Aufnahmen wurden jeweils mit einem Raster-Elektronen-Mikroskop des Typs SEM EVO® 50 der Firma Carl Zeiss angefertigt und erfolgten im Labor des Senckenberg-

Museum für Mineralogie und Geologie, Abteilung Geochronologie Dresden unter der Leitung von Prof. Dr. Ulf Linnemann, mit Hilfe von Andreas Gärtner.

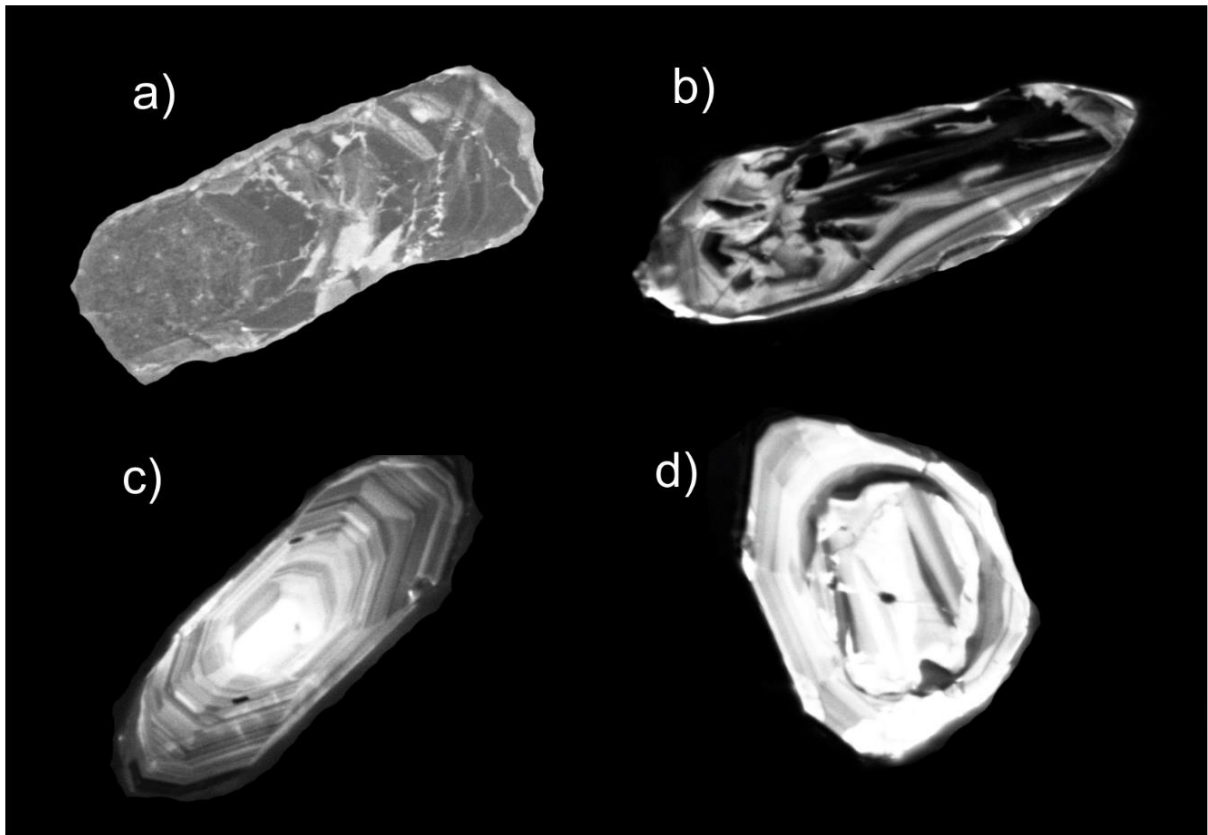


Abbildung 2.4: Beispiele von KL-Aufnahmen verschiedener Zirkone. a) Metamikt, Uran-reicher Zirkon mit verheilten Uran-ärmeren Rissen. Es ist eine weitständige, schwache und breite (*faint and broading*) Zonierung im rechten Teil des Zirkons zu sehen. b) Dieser Zirkon zeigt im Kernbereich eine konvolute bis fleckige (*patchy*) Zonierung. c) Der Zirkon zeigt eine ausgeprägte oszillatorische, regelmäßige magmatische Zonierung. d) Zirkon mit ererbtem, xenomorphem Kern detritischer Herkunft. Der Kern besitzt eine Mischung von schwacher und breiter (*faint and broading*) sowie fleckiger (*patchy*) Zonierung.

2.1.5.2. U-Pb-Datierung

Für die geochronologischen Untersuchungen dieser Arbeit wurden insgesamt 750 Messungen an 644 Zirkon-Mineralen vorgenommen, wobei je voller Sequenz mit 60 Messungen noch 23 Standardmessungen, somit zusätzliche 295 Messungen hinzukamen. Die Datierung wurde mittels der LA-ICP-MS Technik an einem Thermo-Fisher-Scientific™ ELEMENT™XR doppeltfokussiertem Sektorfeld-Massen-Spektrometer mit induktiv gekoppeltem Plasma als Ionenquelle durchgeführt. Dieses ist mit einem New Wave™ UP 193 Ultraviolett Laser gekoppelt. Das ICP-MS ist mit einem Faraday-Detektor und einer mit einem Sekundärelektronenvervielfacher gekoppelten Dynode ausgestattet. Diese ermöglichen Analysen in einem Signalintensitätsbereich bis zu 10^{12} cps (*counts per*

second). In Tabelle 3 sind die Gerätespezifikationen der ELEMENT™XR aufgelistet, mit der im Senckenberg-Museum für Mineralogie und Geologie, Abteilung Geochronologie Dresden unter der Leitung von Prof. Dr. Ulf Linnemann die Messungen durchgeführt wurden.

Das zu untersuchende Material kommt als Aerosol vom LA-System mit Helium als Trägergas in das ICP-MS. Dort wird die Probe im Argon-Plasma ionisiert. Die Transferoptik beschleunigt die Ionen und fokussiert und formt den Ionenstrahl, welcher dann den elektrostatischen Analysator (ESA) erreicht. Dieser induziert ein elektrisches Feld, um Ionen mit unterschiedlicher Energie zu fokussieren und somit die Häufigkeitsempfindlichkeit (*abundance sensitivity*) zu verbessern. Der Magnet trennt die Ionen in Abhängigkeit ihrer Massen (siehe Kapitel 2.1.2.2.) und zwingt sie auf unterschiedliche Flugbahnen. Das MS ist in einer inversen NIER-JONSOHN-Geometrie aufgebaut, was so viel heißt, dass der ESA sich hinter dem Magneten befindet. Es existieren drei Auflösungsmodi, welche eine Trennung von poliatomaren Interferenzen ermöglichen. Der Ionenstrahl wird hierzu durch eine von drei Spaltblenden geleitet, wobei der schmalste Spalt die höchste Auflösung, aber die niedrigste Transmission besitzt. Bei niedrigerer Auflösung sinkt gleichzeitig die Signalintensität.

Die Laser-Ablation erfolgt mit einem tief ultravioletten Nd:YAG Laser für Festkörperanalysen, welcher einen einheitlichen und gleichmäßigen Krater im Probenmaterial produziert. Durch die niedrige Wellenlänge von UV 193 nm wird eine sehr feine und gleichmäßige Partikelverteilung während der Ablation erreicht. Die Arbeit mit einem Festkörper 193 nm Laser mit einer sehr kurzen Pulslänge bietet nach GÜNTHER et al. (1997) und JEFFRIES et al. (1998) den Vorteil, im tiefen UV-Bereich arbeiten zu können und gleichzeitig nur geringste thermische Effekte zu erzeugen. Die primären Daten des Lasers sind in Tabelle 4 dargestellt. Die Ablation erfolgt unter einer Helium-Atmosphäre in einer runden Laserablationszelle, in der Probe und Zirkon-Referenz-Standard hintereinander montiert sind. Das Helium verhindert eine Kontamination der Probe und des Standards und fungiert zugleich als Trägergas, welches erst kurz vor Eintritt in das ICP-MS mit dem Argon vermischt wird. Im Massenspektrometer wurden die Isotopenmassen von ^{202}Hg und ^{204}Hg zusammen mit ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pd , ^{232}Th , ^{235}U und ^{238}U gemessen. Die Frequenz des Lasers lag bei 10 Hz, die Ablationszeit der zwischen 20 μm und 35 μm großen Laser-Spots bei 60 s, wobei der Laser ungefähr 25-30 s Aufwärmmodus benötigte und 30 s „scharfe“ Ablation verrichtete. Die Eindringtiefe des Lasers betrug 15 μm bis 20 μm . Die Integrationszeit zwischen den Einzelmessungen betrug circa 0.9 s, was bei einer Integration ungefähr 44 Messwerten entspricht, wobei in der Regel 30 bis 35 Messungen dargestellt wurden.

Niedrige Blei- und Quecksilbergehalte werden durch Sauberkeit bei der Präparation und technische Fortschritte der Messgeräte erreicht. Eine Korrektur des gewöhnlichen Bleis wird nur nötig, wenn das ^{204}Pb Signal, nach den Korrekturen für Interferenz mit ^{204}Hg und dem Untergrund, oberhalb der Nachweisgrenze liegt. Diese ergibt sich aus dem Quecksilbergehalt des Trägergases, welches im Gas-

Blank gemessen wird und der Genauigkeit, mit welcher das ^{202}Hg und somit das interferierende ^{204}Hg während der Analyse bestimmt werden kann.

Tabelle 3: Spezifikationen des ICP-MS Thermo-Fisher-Scientific™ ELEMENT™XR (Finnigan Element 2 XR)

Nennleistung	1390 W
Empfindlichkeit (konzentrische Zerstäuber)	$> 1 \times 10^9$ Zählungen pro Sekunde (cps)/ppm In
Erkennungsleistung	< 1 ppq für nicht gestörte Nuklide
Dunkelrauschen	< 0.2 cps
Dynamikbereich	$> 10^{12}$ linear mit automatischer Verstärkungskalibrierung
Massenauflösung	300, 4.000, 10.000; 600, 8.000, 20.000 (FWHM)
Signalstabilität	< 1 % RSD über 10 min < 2 % RSD über 1 Stunde
Scan-Geschwindigkeit (magnetisch)	m/z 7 - 240 bis 7 < 150 ms
Scan-Geschwindigkeit (elektrisch)	1 ms / Sprung unabhängig vom Massenbereich
Scan-Modus	E-Scan
Scan Massen	202, 204, 206, 207, 208, 232, 235, 238
Oxid und zweifach geladenes Ionenverhältnis	Verhältnis gemessen BaO ⁺ /Ba ⁺ < 0.002 BaO ²⁺ /Ba ⁺ < 0.03
Umgebung	Temperatur 18 °C-24 °C Luftfeuchtigkeit 50-60 %, nicht kondensierend, nicht korrosiv
Argon	Reinheit 99.996 % min. 18 l/min Geregelter Druck 8-10 bar Ununterbrochene Argon Zufuhr
Plasma-Strom	1 cm x 6 cm \varnothing , 90 m ³ /h
Anzahl der Scans	1500
Hintergrund	15 s
Ablationszeit	30 s
Integrationszeit	1,4 s (= 25 Scans)

Zur internen Kalibrierung und zur Korrektur der Massenfraktionierung und der durch den Laser induzierten Elementfraktionierung wurde der Zirkon-Referenz-Standard GJ-1 verwendet, der per ID-TIMS Daten ein leicht diskordantes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Alter von 608.5 ± 0.4 Ma (2σ) aufweist (JACKSON et al. 2004). Dieser Standard wurde unter denselben Bedingungen wie die Probe selbst gemessen.

Die gewonnenen Daten wurden anschließend mit einem EXCEL® spreadsheet, entwickelt von AXEL GERDES (Goethe-Universität Frankfurt), verarbeitet. Um Auswerte- und Messfehler niedrig zu halten, wurden pro Sequenz von 60 Probenmessungen 23 Standardmessungen durchgeführt. Bei Sequenzen mit nur 30 Probenmessungen wurden noch 14 Standardmessungen durchgeführt. Zu Beginn einer jeden Sequenz wurden fünf Standards gemessen, dann nach 10 Probenmessungen und zum Ende einer Sequenz folgten wieder drei Standards.

Tabelle 4: Spezifikationen des Laserablationssystems New Wave™ UP 193

Laser	Festkörper (Solid-state) 193, intern homogenisiert, flach
Energiekontrolle	2 optische Elemente, stufenlos verstellbar
Stabilisierung	Aktiv-Kristall Heizung und geschlossener Kreis
Pulslänge	< 3 ns
Wiederholrate	1 Hz-10 Hz (nominal 10 Hz)
Spot-Größe	von 2 µm bis 110 µm (nominal 10 µm–35 µm), (35 µm Standard)
Bestrahlungsstärke der Probe	> 2 GW/cm ²
Fluenz	> 5 J/cm ³
Farbvideomikroskop	2 µm Auflösung
Sicherheitsklassifikation	Klasse 1
Gasfluss	0.3 l/min (He); 1,1 l/min (Ar)
Zellenvolumen	ca. 3 cm ³
Empfindlichkeit	6 x 10 ⁶ counts/pg U

Die Berechnung und Darstellung der Ergebnisse in Konkordia-Diagrammen nach WETHERILL (1956) und Tera-Wasserburg-Diagrammen (TERA & WASSERBURG 1972) wurde mittels ISOPLOT 4.13 (LUDWIG 2011) durchgeführt. Bei letzteren Diagrammen werden $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ gegen die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Verhältnisse abgetragen, um eine genauere und detailliertere Darstellung gerade von jüngeren diskordanten Altern erreichen zu können.

2.2. Methodik Dünnschliffe

2.2.1. Probennahme und Präparation, Mikroskopie

Wenn es im Gelände möglich war, wurden orientierte Proben entnommen. Dies erwies sich bei den meisten Proben als schwierig, da die Granitgänge eher massig auftraten und eine Foliation und Lineation meistens nicht deutlich zu erkennen waren oder nicht als messbares Element verfügbar waren.

Die jeweiligen Proben wurden, wenn möglich, parallel zu Streckungs- und Minerallinearen und senkrecht zur Foliation geschnitten. Die Orientierung der Schnitte erfolgt damit dem von MESCHÉDE (1994) vorgeschlagenen Prinzip. Bei dem Festlegen der jeweiligen Schnittlagen wurde der Pitchwinkel zur festgelegten Fläche bei der Probennahme gemessen, um eine Reorientierung der Schliffe vornehmen zu können. Die Lage der Schnitte ist parallel zum jeweiligen Linear und soll eine maximale Anisotropie zeigen.

Aus den Proben wurden sogenannte Klötzchen in Größe der Objektträger heraus gesägt und anschließend vorpoliert. Die formatierten Proben mussten anschließend auf den Objektträger geklebt und dann mit dem ersten Schliff auf 30 µm geschliffen werden. Danach wurden die Proben mit dem Feinschliff auf 25 µm heruntergeschliffen und das Schutzglas aufgeklebt. Mit dieser Materialdicke

werden die Gesteine lichtdurchlässig und können so im Durchlicht, wie auch mit gekreuzten Polarisatoren, analysiert werden.

Die Mineralmorphologien gewähren im Kontext mit Textur- und Gefügemerkmalen eine Aussage über die Genese des Gesteins, auch in Bezug auf Bildungsbedingungen, eventueller Metamorphoseeinwirkungen und auch der Intensität der Verformung. Die Mineralzusammensetzung selbst ermöglicht eine erste Einordnung der Gesteine in das QAPF Diagramm.

Die mikroskopischen Analysen wurden an einem Axioplan Polarisationsmikroskop der Firma Carl Zeiss durchgeführt.

2.3. Methodik Geochemie

2.3.1. ICP-MS für Seltene Erden Elemente (REE)

2.3.1.1. ICP-MS Vorbetrachtung

Induktiv-gekoppelte-Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS) gilt seit Ende der Achtziger und Anfang der Neunziger Jahre des letzten Jahrhunderts (LICHTE et al. 1987; JARVIS 1988; DOHERTY 1989; JENNER et al. 1990; LONGERICH et al. 1990) als schnelle und präzise Methode zur Bestimmung der Elemente der Seltenen Erden (REE) und Spurenelemente in geologischen Proben.

Eine ausführliche Beschreibung der Arbeits- und Funktionsweise des ICP-MS findet sich im Kapitel 2.1.2.

Die Messungen und Aufbereitung der Proben erfolgten im Geoanalytical Lab der School of the Environment an der Washington State University im Juli 2015. Hierzu wurde ein Agilent 7700 ICP-MS mit einem Teflon PFA Nebulizer System mit einer Quarz (Scott-Type) Spray-Kammer und einem ASX-510 Autosampler der Firma Teledyne Cetac Technologies verwendet. Die Normalbedingungen für den Argon-Gasstrom bei den Analysenmessungen an diesem Gerät betragen 15 l/min Plasmagas, 1 l/min Hilfsgas, 0,8 l/min Vernebelungsgas und 0,3 l/min „Make-up“-Gas. Das Plasma an diesem Gerät arbeitet in der Regel mit 1250 W.

2.3.1.2. Probenaufbereitung (ICP-MS)

Um beste Analysenergebnisse zu erhalten, sind vollständige Probenaufschlüsse nötig. Im Falle der zuvor, wie im Kapitel 2.1.4.2. beschrieben, pulverisierten, für diese Arbeit verwendeten Proben, wurde im Geoanalytical Lab der Washington State University wie folgt verfahren:

In der Regel wurden 2 g Pulverprobe mit der gleichen Menge Flussmittel Lithiumtetraborat (Spectromelt® A-10, EM Science, Gibbstown, NJ) in einem Kohlenstofftiegel 30 min bei 1000 °C geschmolzen und vermischt. Nach dem Abkühlen wurden 250 mg in einer Kohlenstoff-Stahl Ringmühle aufgemahlen und in eine 30 ml Teflon PFA Schraubflasche zum weiteren Auflösen verbracht. Die Säurelösung für den ersten Verdampfungsschritt bei 110 °C setzte sich aus 2 ml HNO₃ (69-70 %, Fisher ACS plus-grade), 6 ml HF (48-52 %, Baker ACS analysenrein) und 2 ml HClO₄ (67-71 %, Fisher Trace Metal Grade) zusammen. Nach dem Eintrocknen wurde die Probe leicht mit entionisiertem H₂O benetzt und ein zweiter Verdampfungsschritt bei 160 °C mit 2 ml HClO₄ durchgeführt. Nach der Eindampfung wurde die Probe mit 10 ml H₂O, 3 ml HNO₃, 5 Tropfen H₂O₂, 2 Tropfen HF in Lösung gebracht und nochmals erwärmt, bis eine klare Lösung entstand. Zum Schluss wurde die Probe in eine saubere 60 ml HDPE-Flasche überführt und mit entionisiertem Wasser bis zu einem Endgewicht von 60 g verdünnt (http://cahnr.wsu.edu/soe/facilities/geolab/technotes/icp-ms_method/ 17.09.2015).

2.3.2. Wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

2.3.2.1. Methodische Grundlagen und Messsystem

Elektronen-, Ionen-, Röntgen- und Gammastrahlen sowie Stoßprozesse können die Atome einer Probe zu ihrer charakteristischen Röntgenstrahlung (Röntgenfluoreszenz) anregen. Zwischen der chemischen Zusammensetzung und dem Spektrum der Fluoreszenzstrahlung besteht ein direkter Zusammenhang: dies wird für die chemische Röntgenfluoreszenzanalyse genutzt. Röntgenstrahlung ist eine elektromagnetische Strahlung mit Wellenlängen im Nanometer-Bereich beziehungsweise Energien im Kilo-Volt-Bereich, wobei die Relation durch Gleichung [15] gegeben ist:

$$E = hc/\lambda \quad [15]$$

E = Energie; h = Planck'sche Konstante; c = Lichtgeschwindigkeit; λ = Wellenlänge

Trifft die Energie auf ein Atom, können aus inneren Schalen Elektronen herausgeschlagen werden. Die entstehende Lücke wird nach und nach durch Elektronen aus äußeren Schalen wieder aufgefüllt. Da die Bindungsenergie der inneren Schalen höher ist als die der Äußeren, wird die Energiedifferenz in Form eines Röntgenquants (Fluoreszenzstrahlung) abgegeben. Die Wellenlänge bzw. die Energie der Strahlung ist sowohl charakteristisch für jedes chemische Element als auch für den Elektronenübergang innerhalb der Elektronenhülle eines Elements. Diese Beziehung wird durch das MOSELEY'SCHE Gesetz definiert:

$$\lambda = K_1 / (Z - K_2)^2 \quad [16]$$

λ = Wellenlänge; Z = Ordnungszahl; K_1, K_2 = Konstanten von einzelnen Linien abhängig

Somit weist das Spektrum eines Elements diskrete Intensitätsmaxima auf, die man als K-, L- oder M-Linien, entsprechend der Auffüllung einer Elektronenlücke in der jeweiligen Schale bezeichnen kann. Zur Erzeugung der Fluoreszenzstrahlung eines Atoms muss die Energie der anregenden Strahlung mindestens so groß sein, wie die Bindungsenergie des betroffenen Elektrons. Zur Anregung der Spektrallinie muss demnach die Anregung energiereicher bzw. kurzwelliger sein als die Absorptionskante der Analyselinie. Praktisch ist es somit zum Beispiel unmöglich, mit einer Chrom-Röhre die K-Linien von Eisen, Kobalt oder Nickel anzuregen (WEBER-DIEFENBACH 2000).

Die Röntgenstrahlung wird beim Eindringen in Materie absorbiert, wobei sich dabei zwei Vorgänge überlagern. Zum einen werden Elektronen herausgeschlagen, zum anderen gestreut. Hierfür gilt das LAMBERT-BEER'SCHE Gesetz:

$$I_x = I_0 e^{-\mu x} = I_0 e^{-\left(\frac{\mu}{\rho}\right) \rho x} \quad [17]$$

I_0 = einfallende Strahlungsintensität; I_x = Intensität der Strahlung in der Probe; μ = linearer Absorptionskoeffizient; μ/ρ = Massenabsorptionskoeffizient; ρ = Dichte der Probe, x = Dicke der Probe

Der lineare Absorptionskoeffizient ist im Allgemeinen proportional zur Dichte, somit ergibt sich hier der Begriff des Massenabsorptionskoeffizienten. Dies bedeutet, dass die Ordnungszahl Z des absorbierenden Elements und die Wellenlänge der absorbierten Strahlung den Massenkoeffizienten μ/ρ bestimmen.

Bei der wellenlängendispersiven RFA wird die von der Probe emittierte Strahlung nach Passieren eines Kollimators am Gitter eines Analysatorkristalles gebeugt oder reflektiert. Die geschieht nach der Bragg'schen Gleichung:

$$n\lambda = 2d \sin(\theta) \quad [18]$$

d = Abstand der Netzebenen des Kristalls, λ = Wellenlänge; θ = Winkel der zur Netzebene auftreffenden Strahlung; n = natürliche Zahl der Beugungsordnung

Bei der Reflektion wird die Fluoreszenzstrahlung in ihre einzelnen Wellenlängen zerlegt, passiert dann einen weiteren Kollimator und trifft dann auf einen Detektor (WEBER-DIEFENBACH 2000).

Sequenz-Röntgenfluoreszenzspektrometer bestehen aus vier Hauptkomponenten: (1) der Anregung bestehend aus Röntgengenerator und -röhre, (2) dem Spektrometer, bestehend aus Goniometer, (3) den Kollimatoren und Analysatorkristallen sowie (4) der peripheren Datenauswertung in Form eines PCs. Die Proben werden über die große Probeneinheit über eine Vakuumschleuse in das Spektrometer eingebracht. Röntgengeneratoren dienen zur Stromversorgung der Röntgenröhre. Die Röntgenröhren

sollen, bei hoher Stabilität und langer Funktionsdauer, eine hohe Strahlungsleistung gewährleisten, wobei ihre Leistung im Normalfall zwischen 1 kW und 5 kW liegt. Das Anodenmaterial muss spektral rein sein, da sonst nicht nur die charakteristische Strahlung, sondern auch Störlinien emittiert werden. Dies kann besonders bei der Messung von Spurenelementen zu Fehlern führen. Die parallele Fluoreszenzstrahlung trifft nach dem Passieren des Primärkollimators mit einem Winkel auf den Analysatorkristall. Um ein breites Spektrum der Elemente erfassen zu können, sind zumeist vier bis sechs Kristalle eingebaut, welche je nach Bedarf automatisch positioniert werden können. Nach der Reflektion am Analysatorkristall muss die Fluoreszenzstrahlung einen weiteren Kollimator, den Sekundärkollimator, passieren, um dann auf die Proportionalzählröhre zu treffen. Dabei wandeln ein Gasdurchflusszählrohr und ein Szintillationszählrohr, entweder einzeln oder hintereinander geschaltet, die Röntgenquanten in elektrische Impulse um. Durchflusszähler werden für den langwelligen Bereich sowie für die L-Linien der schweren Elemente eingesetzt. Für die kurzwellige Strahlung werden Szintillationszählrohre verwendet. Arbeitet man im Übergangsbereich, so empfiehlt sich ein so genannter Tandembetrieb (WEBER-DIEFENBACH 2000).

Tabelle 5: Gerätespezifikationen und Messeinstellungen der wellenlängendispersiven Siemens SRS 3000 (jetzt Fa. Bruker)

Analysatorkristall/ elementspezifisch	d-Wert	Röntgenfluoreszenzspektrometer	
		LiF 220	0,285
LiF 200	0,403	Messmedium	Vakuum
Ge	0,653	Kollimatormaske	34 mm
PET	0,874	Kollimatormaterial	Kupfer
OVO-55	5,500	Spannung/Stromstärke	Max. 60 kV/150 mA elementspezifisch
OVO-160	16,000		
Detektor			
Durchflusszähler	Zählgas: 90 % Ar, 10 % CH ₄		
Detektor	Szintillationszähler		
Messparameter			
Gemessene Linien	468 (je Element 3 Linien)	Messeinstellung	HR-Standardprogramm (High Resolution), 72 Elemente
Mittlere Messzeit pro Linie	30 s		
Schrittweite	10 % K.Ö.		
Scanbereich	10° Kollimatoröffnung		

Weitere und tiefgreifendere Diskussionen über technische Einzelheiten von Röntgenröhren, Analysatorkristallen und Detektoren sind unter anderem in den Arbeiten von POTTS (1992) und HAHN-WEINHEIMER et al. (1995) nachzulesen.

Für die Analyse der Hauptelemente wurden im Institut für Geowissenschaften der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (MLU) an einer SRS 3000 WDX der Firma Siemens (jetzt Fa. Bruker) die erforderlichen Messungen durchgeführt. In Tabelle 5 sind die gerätespezifischen Parameter

aufgelistet. Eine weitere Vergleichsmessung erfolgte im Advanced Instrumental Lab (AIL) der University of Alaska Fairbanks (UAF). Diese Doppelmessung dient als jeweilige Gegenprobe und zur Kontrolle der Daten der MLU und des AIL.

2.3.2.2. Probenaufbereitung

Vor der eigentlichen Analyse wurde der Glühverlust (LOI – *loss on ignition*) der pulverisierten Proben über vier Stunden bei 1100 °C bestimmt, um die in der RFA gemessenen Werte darauf normieren zu können. Die Tabelle mit den jeweiligen Probenmengen und Glühverlusten befindet sich im Anhang lxxxv Tabelle XVI. Die gesamten Glühverluste werden in der Wertetabelle der RFA-Analyse der MLU mit der Angabe von „CO₂“ dargestellt (Anhang lxxxvi, Tabelle XVII).

Die für die RFA-Analysen benötigten Proben wurden aus dem Gesteinspulver der jeweiligen Probe gewonnen (siehe Kapitel 2.1.4.2.). Hiervon wurden 8 g mit Wachspulver homogenisiert und anschließend in einer Pressvorrichtung bei 200 kN zu einer Tablette mit dem Durchmesser von 4 cm und einer Dicke von 0,3 cm gepresst.

Auch im Advanced Instrumental Lab (AIL) in Fairbanks wurden Pulverpresstabletten zur Analyse verwendet. Hier wurde auf einen Glühverlust verzichtet und mit einem Standard gemessen.

3. Probenbeschreibungen und Ergebnisse der geochronologischen Untersuchungen

3.1. Allgemeines zur Probenbeschreibung

Im folgenden Kapitel wird unter den einzelnen Probenpunkten zuerst die Lokalität der Probennahme im geologischen Kontext beschrieben. Die genauen GPS-Daten der einzelnen Probenpunkte finden sich im Anhang Ixx in Tabelle I. Darauf folgt eine makroskopische und, soweit möglich und vorhanden, mikroskopische Gesteinsbeschreibung, bei denen auch auf strukturelle Eigenschaften eingegangen wird. Anschließend werden die geochronologischen Ergebnisse beschrieben und dargestellt. Dazu gehört auch die Beschreibung der Kathodolumineszenz(KL)-Aufnahmen (Abb. auf Tafeln 23 bis 69 im Anhang xxiii bis lxix). Die Abbildungen der Aufschlüsse, der Proben und der Dünnschliffe (Mineralabkürzungen nach WHITNEY & EVANS (2010)) davon finden sich in den Tafeln 1-22 im Anhang i bis xxii. Die Lage der Probenpunkte im geologischen Kontext ist Abbildung 3.1 zu entnehmen. Die verwendeten englischen Begriffe für Strukturmerkmale stammen von PASSCHIER & TROUW (2005).

Insgesamt handelt es sich bei allen Proben um Gesteine mit granitischer Zusammensetzung. Die Unterschiede zwischen den Proben zeigen sich in den Kristallgrößen, dem Mineralbestand, hauptsächlich der Nebengemengteile, zum Teil in der prozentualen Verteilung des Mineralbestandes und dem Grad der Deformation. Die Proben AX (Ax les Thermes-Granit) und SC (Soulcem-Granit) sind Kontrollproben zu den schon veröffentlichten Daten von DENÈLE et al. (2014) und MEZGER & GERDES (2016).

Der Gesteinschemismus wird detailliert in Kapitel 4 beschrieben und diskutiert.

3.1.1. Geochronologische Untersuchungen

Für die Analysen wurden, wie schon in Kapitel 2.1.4.3. erwähnt, zwölf Proben, verteilt auf 14 Mounts präpariert. So wurden, wenn möglich, circa 120 lang- als auch kurzprismatische, relativ gleichgroße Zirkone pro Mount verwendet. Diese hohe Anzahl an Kristallen wurde deshalb gewählt, um zum einen eventuelle Verluste bei der Präparation des Mounts ausgleichen zu können, andererseits um eine größere Auswahl an möglichen zu messenden Zirkonen in guter Qualität zu besitzen. Die Zirkonkristalle der meisten Proben sind klar bis gelblich rosa gefärbt. Drei Proben wiesen ausschließlich matt gelbe bis braune Kristalle auf.

Die Probenbezeichnung setzt sich aus der Probennummer, der Nummerierung des Zirkons und der jeweiligen Messung zusammen. So kann ein und derselbe Zirkon auch zwei oder drei verschiedene Messnummern enthalten, wenn Kern und Rand gemessen wurden. Ein Beispiel hierzu wäre WP12 77 A45 und WP12 77 A46. Der Zirkon Nummer 77 der Probe WP12 enthält die Messungen A45 und A46. Für die Auswertung und Darstellung der konkordanten Alter wurden in der Regel diejenigen Alter verwendet, deren Grad der Konkordanz zwischen 95 % und 105 % liegt.

Es wurden nicht alle Zirkone gemessen, da bei einer Messequenz von 60 Messungen genug auswertbare und statistisch haltbare Ergebnisse zu erwarten waren und somit ein positiver Kosten-Nutzen-Effekt erreicht wurde. Bei der Beschreibung von Größe und Habitus fließen im Allgemeinen alle Zirkone der Probe ein. Auf die gemessenen Zirkone wird, in Hinsicht der Ausbildung ihrer Zonierung, genauer eingegangen.

Es ist zu beobachten, dass diverse Zirkone einen vermeintlich jüngeren Kern und einen nicht allzu viel älteren oder nahezu gleichaltrigen Rand aufweisen. Diese Problematik wird auch in der Literatur, zum Beispiel bei GERDES & ZEH (2009) analysiert. Die Ursache für dieses Phänomen können durch Risse verursachte Blei-Verluste sein, welche aber den Rand nicht erfassten. Auch eine Alteration ausschließlich im Kernbereich ist möglich. Die trotzdem konkordanten Alter des „jüngeren“ Kerns sind vermutlich als Zeitpunkt des Bleiverlustes zu interpretieren, wobei nicht auszuschließen ist, dass ein vollständiges Zurücksetzen des U-Pb-Systems stattfand.

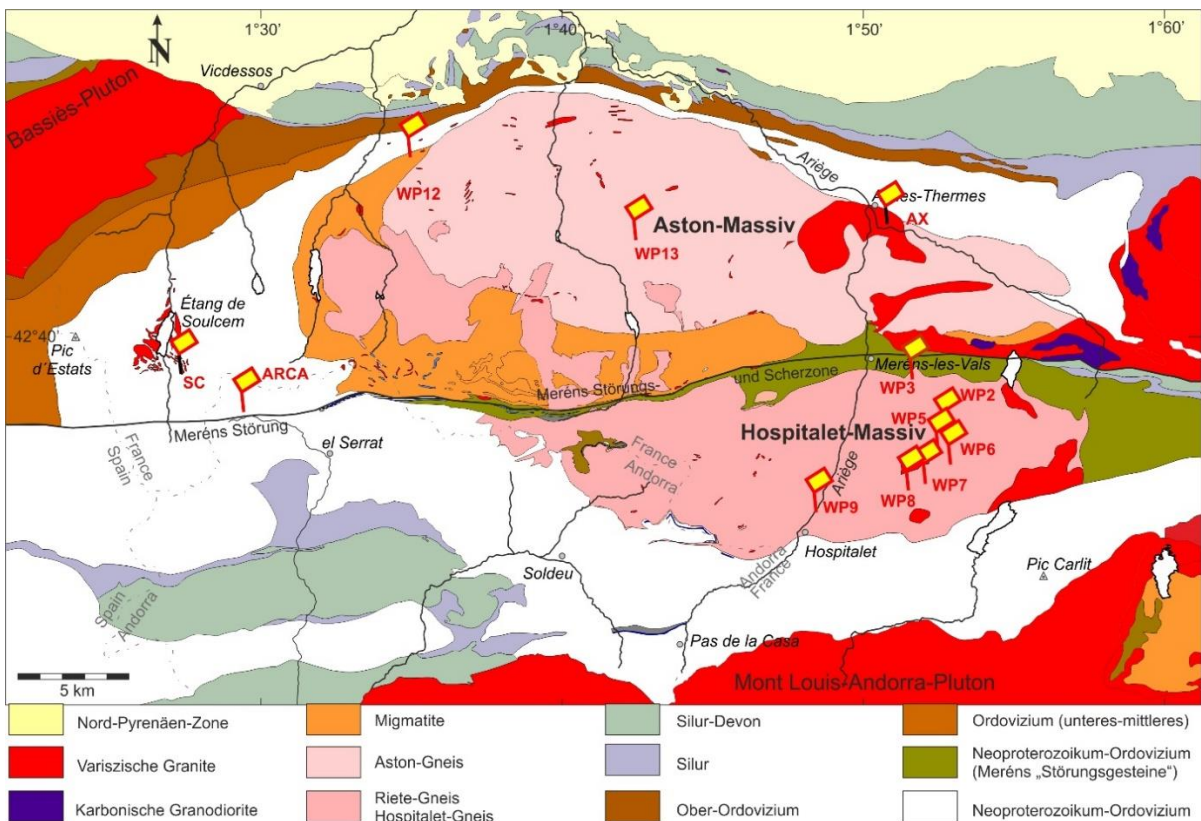


Abbildung 3.1: Lage der Probennahme-Punkte in deren geologischem Umfeld. Grafik bearbeitet nach MEZGER (2005).

3.2. Probe WP2

3.2.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP2

Die Probe WP2 stammt aus einem Aufschluss an einem Steilhang, ungefähr 360 m nördlich vom Estany l' Estagnas auf einer Höhe von 2010 m (Abb. Tafel 1 im Anhang i). Der sichtbare Anschnitt der leukokraten Intrusion, die als Gang (*Dyke*) in den umgebenden Biotit-Orthogneis eindrang, dürfte um die 50 m Breite und 30 m Höhe betragen. Teile des Aufschlusses waren mit Hangschutt bedeckt.

Das Gestein der Probe WP2 kontrastiert durch seine weiße Farbe gut zum umgebenden, eher braunen Hospitalet-Orthogneis (Abb. Tafel 1 im Anhang i). Bei näherer Betrachtung mischt sich eine leichte grün-graue Farbgebung hinzu. Im Anschlag erscheint das Gestein etwas heller und zeigt hellgraue Einschaltungen. Im Aufschluss liegt das Gestein zum einen massig, zum anderen auch mit einer mäßig ausgeprägten orthogonalen Klüftung vor. Aufgrund der Kristallgröße sind makroskopisch, muschelrig brechende, eher durchsichtige, magmatische Quarze, weiße Feldspäte und silbrig glänzende Hellglimmer in Form von Muskovit als Mineralbestand sichtbar. Die Kristallgrößen variieren dabei zwischen von 1 mm bis 3 mm, wobei die Glimmer vereinzelt auch größer sein können. Die Minerale sind in einem holokristallinen Gefüge angeordnet. Vereinzelt finden sich circa 0,5 mm große Granate mit orange-roter Farbgebung. Augenscheinlich dürfte ein Anteil von ungefähr 20-25 % Quarz, circa 60 % Feldspat und 10-15 % Hellglimmer die Gesamtheit des Gesteins ausmachen. Dunkle Minerale sind nicht zu erkennen. Als strukturelle Elemente sind gut ausgeprägte Minerallineationen und eine mäßig ausgebildete Foliation zu erkennen. Es sind auch Scherbänder im Millimeter- bis Zentimeterbereich zu beobachten.

Im Dünnschliff (Abb. Tafel 2 im Anhang ii) dieser Probe zeigt sich, dass sich die makroskopische Mineralbestimmung fast mit dem dort zu sehenden Bestand deckt, wobei die Feldspat-Verteilung zugunsten von Alkalifeldspäten (90-95 %) gegen Plagioklas (5-10 %) ausfällt. Bei der Alkalifeldspat-Fraktion können geschätzt bis zu 20 % Mikrokline ausgemacht werden. Es zeigen sich auch die typischen perthitischen Entmischungsstrukturen. Bei den Alkalifeldspäten sind ansatzweise poikilitische Strukturen erkennbar, welche oft von serizitischen Einschaltungen hervorgerufen werden. Die Plagioklase zeigen meistens eine typische Verzwillingung. Beide Feldspat-Fraktionen weisen sowohl Verwachsungen mit Quarz als auch undulöses Auslöschung und Deformationslamellen auf. Die Quarzminerale selbst besitzen ebenfalls undulöse Auslöschung. Subkornbildung und zum Teil auch dynamische Rekristallisation ist bei den Quarzmineralen keine Seltenheit.

In einem weiteren Dünnschliff einer Zusatzprobe (WP2 AP), die circa 20 m oberhalb der geochronologisch untersuchten Probe genommen wurde, zeigen sich vermehrt Granate. Diese sind wenig bis stark zerklüftet und zerbrochen.

3.2.2. Ergebnisse WP2

Eine Hälfte der Zirkone weist ein Längen-Breitenverhältnis von 3:1 bis 4:1 auf und ist somit prismatisch, wobei die Mehrzahl zum Verhältnis 3:1 tendiert. Die andere Hälfte besitzt ein Verhältnis von 2:1. Somit sind diese Zirkone eher gedrunken und kurzsäulig. Die Größe der Kristalle bewegt sich zwischen 150 μm bis maximal 300 μm .

Die KL-Aufnahmen (Tafeln 23-25/Anhang xxiii-xxv) der Zirkone dieser Probe sind vielfältig. Es finden sich oszillatorisch zonierte Gesamtkristalle, wie zum Beispiel bei WP2 14 A10 und WP2 27 A56. Diese Art Zonierung findet sich meistens auch in den schmalen Randbereichen von diversen Kristallen mit ererbten Kernen oder andersartig zonierten Kernbereichen. Die Kerne wiederum weisen diverse Möglichkeiten von Zonierungen auf. So finden sich fleckige (*patchy*) Zonierungen (WP2 86 A46, WP2 99 A45 WP2 111 A39), einige Kernbereiche, aber auch komplette Zirkone weisen oftmals eine Sektorzonierung auf (WP2 25 A14, WP2 37 A59, WP2 47 A51, WP2 50 A23, WP2 110 A40). Die xenomorphen Kerne variieren zudem in ihren Urangelhalten. So ist in WP2 1 A2 der Kern zwar relativ zum Rand ärmer an Uran, aber insgesamt den anderen Zirkonen der Probe ähnlich. Bei WP 13 A8 zum Beispiel zeigt sich eine prägnante Uran-Armut im Kern, welche an der weißen Farbe der KL-Aufnahme ableitbar ist. Die Urangelhalte in den Zirkonen der Probe insgesamt variieren von 30 ppm bis maximal 880 ppm.

Insgesamt wurden 60 Messungen an 48 von den in der Probe ausschließlich farblosen und klaren Zirkonen vorgenommen. Es konnten 33 konkordante Alter detektiert werden, wobei drei von jeweils ererbten Kernen stammen. Diese drei zeigen proterozoische Alter (Abb. 3.2). Das Alter bei etwa 838 Ma (WP2 13 A8) wird im Tonium, die weiteren bei rund 2,1 Ga (WP2 3 A5) und 2,44 Ga (WP2 1 A2) im Paläoproterozoikum (Rhyacium, Siderium) eingeordnet. Die weiteren Maxima befinden sich zwischen 460 Ma bis 300 Ma (Abb. 3.3; 3.4; 3.5). Es fällt auf, dass das Hauptmaximum bei $455,7 \pm 4,4$ Ma zu verorten ist. Weitere konkordante Analysen zeigen, wenn auch wesentlich kleinere Maxima mit einem sehr guten MSWD (*mean square wighted deviation*) von 0,106 bei $412,5 \pm 8$ Ma, mit einem MSWD von 0,69 bei $383,3 \pm 8,7$ Ma, und mit einem MSWD von 0,057 bei $303,1 \pm 6,9$ Ma. Der Zirkon WP2 3 A5/A6 mit dem 2,44 Ga alten Kern erweist sich als interessant, da die Messung des weitständig zonierten Randes ein konkordantes Alter mit einem MSWD von 0,0036 von 350 ± 21 Ma ergibt. Dieses unterkarbonische Alter (Tournai) des Randes wird auch als kleines Maximum gewertet, obwohl der Fehler recht hoch erscheint. Der Zirkon WP2 13 A8/A9 mit dem 837 Ma alten Kern weist am ebenfalls recht weitständig zonierten Rand ein Alter von 449 Ma auf. Dieser Anwachssaum kann somit in das obere Ordovizium eingeordnet werden. Ein Zirkon (WP2 79 A29) besitzt ein spätestcadomisches Alter von 521 Ma. Hier erweist sich der unzonierte Rand als diskordant. Der Zirkon mit der Messung WP2 70 A27 weist bei einem MSWD von 2,1 und 109 % Konkordanz ein knapp diskordantes präkambrisches

Alter von 652 Ma im Kern auf, der Rand (A26), mit 448 Ma, ein konkordantes Alter des oberen Ordoviziums. Hier kann von einem Bleiverlust im Kern bei dem Neuwachstum ausgegangen werden. Aus den diskordanten Analysendaten konnten aufgrund schlecht definierter Diskordia keine aussagekräftigen Ergebnisse berechnet werden.

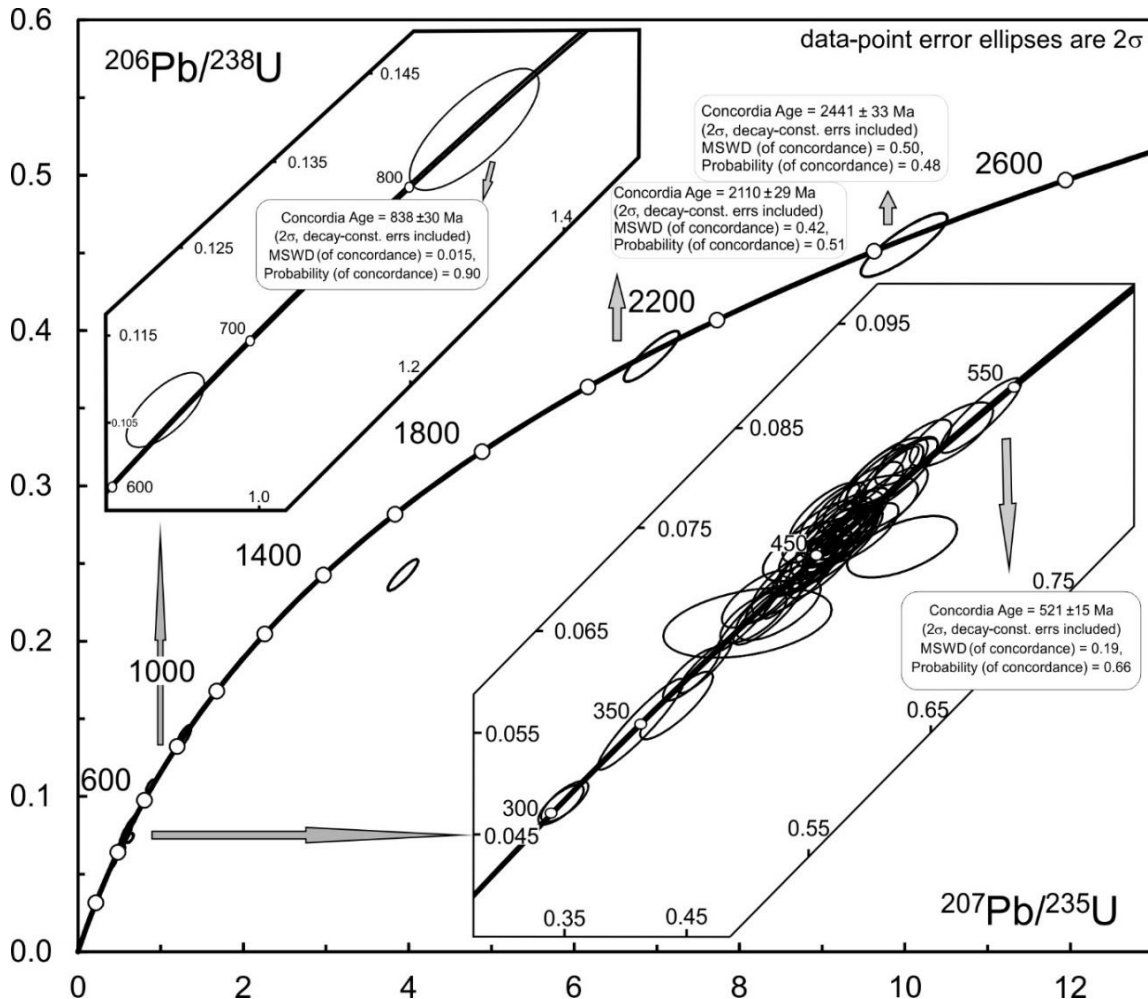


Abbildung 3.2: Gesamtübersicht der Analyseergebnisse der Probe WP2 und konkordanten Altern der ältesten Zirkone. Der Abschnitt zwischen 300 Ma und 550 Ma ist vergrößert dargestellt.

Es ist zu verzeichnen, dass bei den meisten Zirkonen mit ordovizischem Alter keinerlei Anwachsraum zu beobachten ist. In wenigen Fällen sind an den Kristallspitzen minimale circa $0,5 \mu\text{m} - 1 \mu\text{m}$ breite Säume zu erkennen. Das kann bedeuten, dass entweder die Temperatur der letzten Schmelze sehr niedrig war, so dass die ererbten Zirkone nicht auf ein eventuelles Saumwachstum oder einer Neueinstellung des U-Pb-Verhältnisses reagierten oder das Angebot an Zirkonium zu gering war und somit vom Angebot des Chemismus her nur wenig Möglichkeiten eines Wachstums gegeben waren. Um die Altersmaxima bewerten zu können, muss man vorerst den lithologischen Kontext betrachten. Die Zirkone wurden aus einem Alkaligranit gewonnen, der in einem circa 470 Ma alten Orthogneis intrudierte. Somit muss davon ausgegangen werden, dass die Zirkone, die ein ordovizisches Alter

aufweisen, ebenfalls ererbt sind, aber in keiner Weise von der neu gebildeten Schmelze, deren Temperatur vermutlich kurz oberhalb der granitischen Anatexis lag, beeinflusst wurden. Eine Wechselwirkung dürfte nur im Rahmen von Bleiverlusten bei einer gewissen Alterationsrate und eventuell auch einer Fraktionierung der Isotope durch Fluide gelegen haben, welche sich größtenteils in den diskordanten Analysen ausdrückt. Dasselbe gilt für die weiteren Zirkone mit devonischem und unterkarbonischem Alter. Daher wird das Alter bei $303,1 \pm 6,9$ Ma als das Kristallisationsalter der neugebildeten Zirkone und als Intrusionsalter des Granitgangs interpretiert. Die proterozoischen Alter sind ererbte Alter. In der Abbildung 3.6 sind die Histogramme für diese Probe dargestellt. Sie zeigen den Gesamtplot aller konkordanten Alter (Abb. links) und den, für die Fragestellung dieser Arbeit, wichtigen Ausschnitt zwischen 300 Ma und 400 Ma (Abb. rechts).

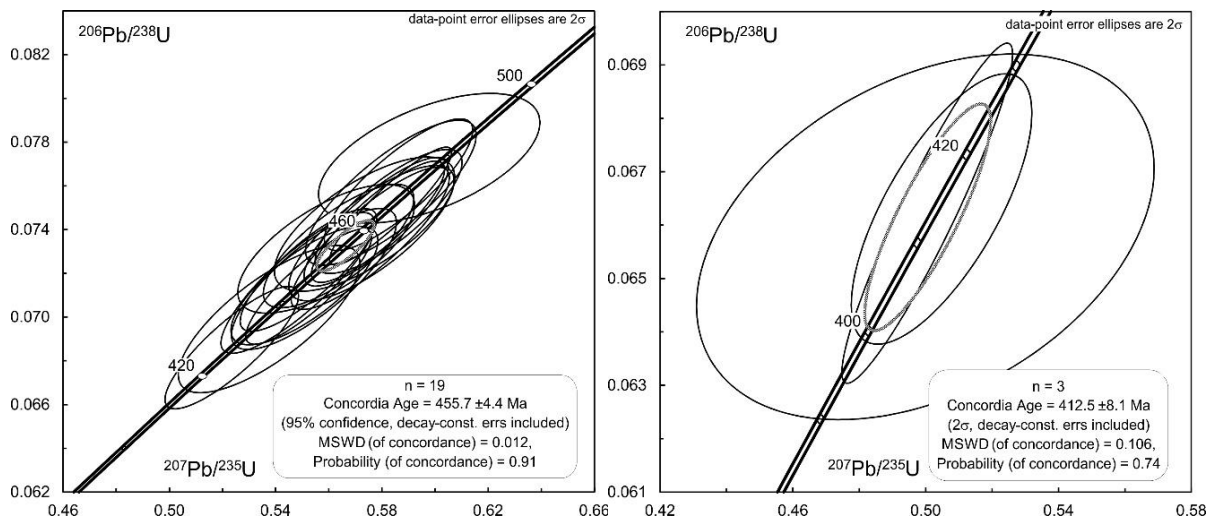


Abbildung 3.3: Konkordiadiagramme für das Altersmaximum im Ordovizium (links) und im untersten Devon (rechts).

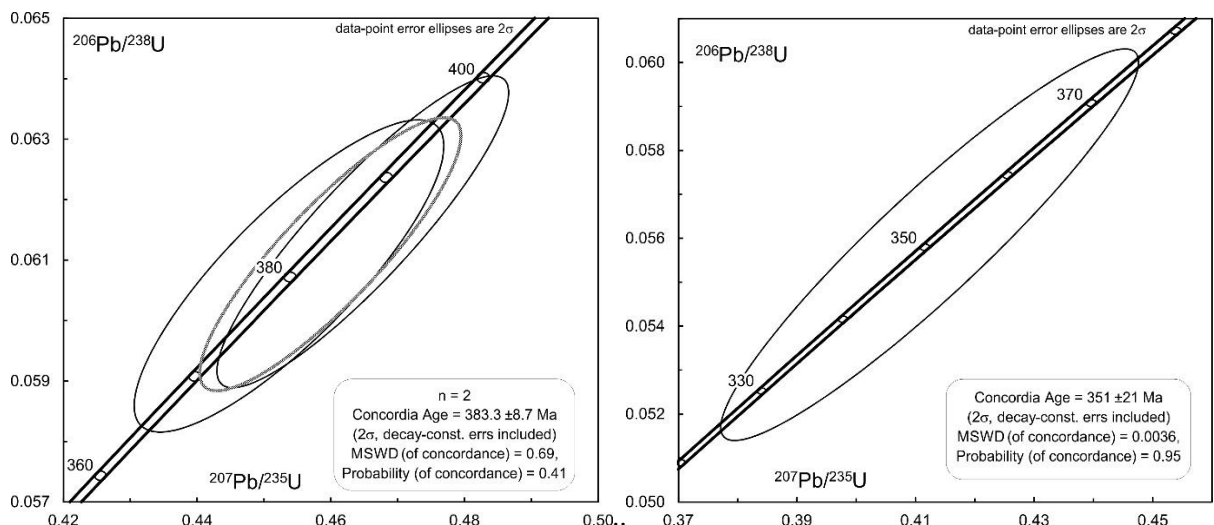


Abbildung 3.4: Konkordiadiagramme für das Alter an der Grenze-Mittel Ober-Devon (links) und das Alter im Bereich Tournai/ Visé im Unterkarbon (rechts).

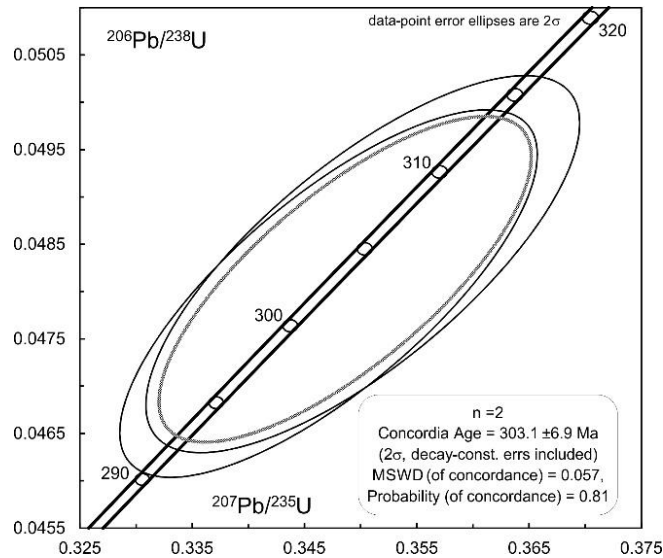


Abbildung 3.5: Konkordia-Alter des jüngsten Maximums der Probe WP2 im obersten Karbon (Gzhelium)

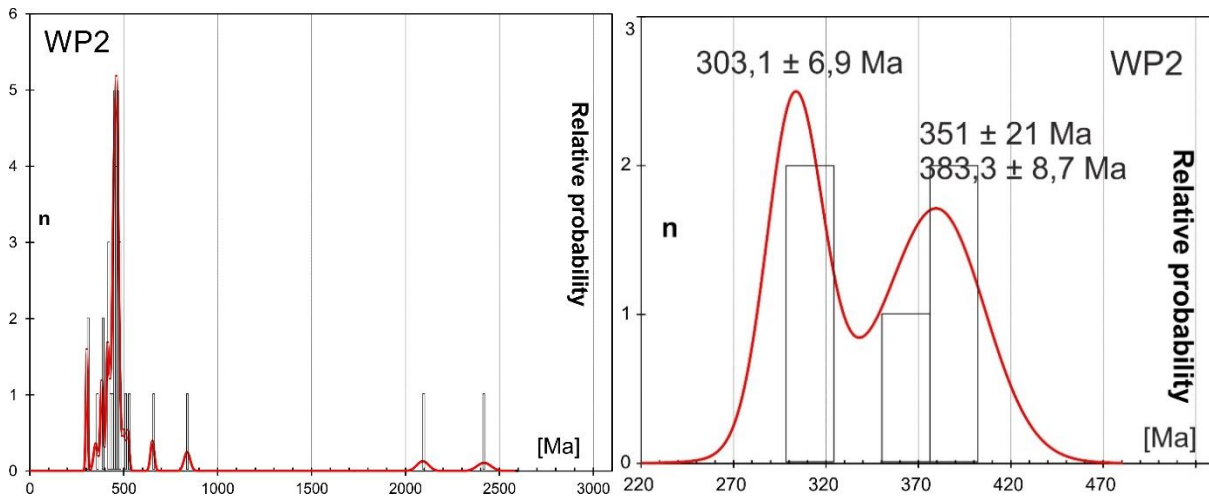


Abbildung 3.6: Histogramme mit der Darstellung der relativen Wahrscheinlichkeiten der Altersverteilung der konkordanten Daten. Links die Abbildung des gesamten Spektrums der Probe, rechts der, für die Fragestellung dieser Arbeit wichtige, vergrößerte Ausschnitt zwischen 300 Ma und 420 Ma mit den wichtigen Altersmaxima.

3.3. Probe WP3

3.3.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP3

Diese Probe stammt von einem Aufschluss nahe des Wanderweges GR 10 ungefähr 1 km südöstlich der Sources sulfureuses auf 1540 m Höhe am Punkt „la Fontanasse“ (Abb. auf Tafel 3 im Anhang iii). Die Verwitterungsfarbe des beprobten Gesteins zeigt eine mittelgrau-grünliche Farbgebung. Aufgrund starken Flechtenbewuchses war hier der Kontakt zum Nebengestein, dem Hospitalet-Orthogneis, eher schwierig auszumachen. Dies konnte nur über Anschläge und der Betrachtung der frischen Bruchstelle geschehen. Damit kann auch keine genaue Aussage über die Ausmaße des Granitgangs

(*Dyke*) getroffen werden. Die anstehende Ausbissbreite dürfte aber 3 m bis 5 m nicht überschritten haben. Bei einer weiteren Probe zeigt sich, dass die Kristallgrößen auch auf mehrere Zentimeter anwachsen können, da auch pegmatitische Einschaltungen möglich sind. Der Aufschluss selbst präsentiert sich als massiges Gestein mit sehr schlecht ausgeprägter Klüftung (Abb. auf Tafel 3 im Anhang iii).

Im Anschlag ist die Probe hellgrau, mittelkristallin und holokristallin. Es zeigen sich 1 mm bis 3 mm große Quarz-, weiße Feldspat- und Muskovit-Kristalle. Die Mineralverteilung wurde auf 20-25 % Quarz, 60-65 % Feldspat, 10 % Hellglimmer geschätzt. Es ist auch eine, nicht sehr gut ausgeprägte aber deutliche Foliation zu sehen. Im Anschnitt des Gesteins lassen sich zusätzlich Scherbänder im Bereich von mehreren Millimetern Dicke erkennen.

Im Dünnschliff (Abb. Tafel IV im Anhang iv) kann man die Hauptmineralzusammensetzung mit denen der makroskopisch bestimmten vergleichen und diese nahezu bestätigen. Es zeigen sich 20 % Quarz, gute 5 % Plagioklas, 60 % Kalifeldspat, davon circa 10 % Mikroklin, rund 10 % Muskovit und 5 % Serizit. Kleine Anteile von Chlorit und minimale Mengen an opaken Mineralen sowie akzessorisch Zirkone sind ebenfalls vorhanden. In den Kalifeldspäten sind Myrmekite, poikilitische Strukturen und Perthite zu sehen.

Die Quarze weisen undulöses Auslöschen, vermehrte Subkornbildung sowie Rekristallisation auf. Auch einige Feldspäte können schwach undulöses Auslöschen und angedeutete Deformationslamellen aufweisen. Außerdem sind diverse Feldspäte zerbrochen, so dass die Gesamtstruktur etwas an eine Brekzie erinnert. Im Schliff ist eine, in Glimmerlagen sehr gut ausgebildete, ansonsten eher undeutliche Foliation zu erkennen. Lokale auftretende Scherbänder sind ebenso vorhanden. Die beschriebenen Beobachtungen deuten auf eine eher spröd-duktilen Deformation hin.

Makroskopisch ist das Gestein als Alkaligranit zu interpretieren. Mikroskopisch könnte man das Gestein als granitoide Mikrobrekzie ansprechen. Diese Deformation ist bedeutend für die spätere Interpretation der Altersdaten im Zusammenhang mit der Entwicklung und Altersstellungen der einzelnen Deformationsphasen.

3.3.2. Ergebnisse WP3

Die im Schnitt 150 µm bis 250 µm großen Zirkone weisen meist ein Längen–Breitenverhältnis von 2:1 bis 4:1 auf. Dabei können die prismatischen Kristalle auch Größen von 300 µm erreichen. Sie sind meist farblos und klar, einige Ausnahmen erscheinen rosa bis gelblich. Die Urangelhalte in den Zirkonen belaufen sich von 65 ppm bis zu 2750 ppm. Bei höheren Urangelhalten kann eine orangene Farbvariation beobachtet werden. Alle Zirkone zeigen eine idiomorphe Ausbildung.

In den KL-Aufnahmen (Tafeln 26-28/Anhang xxvi-xxviii) zeigt sich eine Bandbreite an Zonierungen und internen Strukturen. So zeigt sich schon in ererbten Kernen (Bsp. WP3 23 A59) einerseits eine weitständige Zonierung, andererseits eine oszillatorische Zonierung (WP3 53 A14) oder es sind rekristallisierte Bereiche (WP3 1 A2) vorhanden. Die drei vorgenannten Kristalle besitzen einen Uranreichen Rand, der im Ansatz eine fleckige (*patchy*) Zonierung zeigen kann.

Aufgrund des hohen Urangehaltes mancher Zirkone (Bsp. WP3 4A5) erscheinen sie in den KL-Aufnahmen schwarz, so dass keine internen Zonierungen erkennbar sind. Dies gilt auch für neu gebildete Randzonen (WP3 23 A58, WP3 53 A14, WP3 1 A1). Bei WP3 49 A31 lässt sich im Kern oder bei WP3 47 A21 im Randbereich eine kleinere fleckige (*patchy*) Struktur erkennen. Diese Uranreichen Kristalle oder Bereiche weisen allesamt konkordante Alter bei etwas über 300 Ma auf. Weitere Kristalle, wie der Zirkon WP3 61 A27, welcher einen fleckigen (*patchy*) Kernbereich und einen oszillatorisch zonierten Wachstumsrand zeigt, sowie WP3 113 A44, welcher insgesamt eine oszillatorische Zonierung aufweist, und auch WP3 39 A12 der mit komplex gewachsener Zonierung im Saum, zum Teil mit lokalen internen Resorptionen im ererbten Kern, sind ebenfalls etwas über 300 Ma alt. Lokale Resorptionen sind nach KINNY (CORFU et al. 2003) typisch für anatektische Granite. Auch ein konvolut zonierter Zirkon (WP3 61 A27) und zwei eher weitständig zionierte, oszillatorische Kristalle (WP3 12 A10, WP3 85 A53) fallen in diese Alters-Kategorie. Es zeigt sich also, dass keine klaren Regelmäßigkeiten bei der Ausbildung der Zirkone in dieser Altersklasse zu verzeichnen sind.

Die Zirkone, welche Alter bei 330 Ma bis 340 Ma besitzen, sind in der Art der Zonierung recht variabel. So kann man bei WP3 48 A29/A30 einen Kernbereich mit lokalen Resorptionen und Rekristallisationen erkennen. Der Rand ist im Ansatz weitständig, oszillatorisch zioniert, wobei gleichzeitig auch eine Sektorzonierung erkennbar ist. Diese Art der Zonierung zeigt sich, wenn auch etwas undeutlich bei WP3 112 A45. Der Zirkon WP3 115 A42, der nur als Fragment vorliegt, ist wiederum sehr Uran-reich, was an der schwarzen Farbe im KL-Bild zu sehen ist. Ein kleiner Bereich zeigt ein schwaches fleckiges Muster.

Bis auf wenige Ausnahmen, die Sektorzonierung (WP3 92 A37) und Resorption im Kern (WP3 36 A17) aufweisen, sind die Zirkone ordovizischen Alters zumeist oszillatorisch zioniert.

Insgesamt wurden auch bei dieser Probe 60 Messungen durchgeführt. Dies geschah an 43 Zirkonen, wobei davon 30 Messungen ein konkordantes Ergebnis aufweisen. Es zeigen sich vier Bereiche mit konkordanten Altern. Das größte Maximum findet sich mit 14 Zirkonen bei 452 ± 6 Ma. Ein konkordantes Einzelalter konnte mit circa 578 ± 21 Ma als cadomisch bestimmt werden (Abb. 3.7). Es existieren weiterhin einige diskordante Alter um dieses Einzelalter herum sowie eines im Mesoproterozoikum, allerdings konnte keine aussagekräftige Diskordia konstruiert werden. Weitere Maxima von konkordanten Altern finden sich von vier Zirkonen, mit einem guten MSWD von 0,113 bei $331,1 \pm 6,1$ Ma und von 11 Zirkonen, mit einem MSWD von 0,05 bei $304,4 \pm 3,4$ Ma (Abb. 3.8).

Die Zirkone, welche ordovizische Alter aufweisen, zeigen oftmals keinen oder nur einen sehr schmalen Wachstumssaum (bis 2 μm). So zeigt sich auch hier das Phänomen, dass die ererbten Zirkone zum Teil nicht oder nur in geringstem Maße von der jüngeren Schmelze, in der sie sich befanden, beeinflusst wurden oder mit ihr in Interaktion standen.

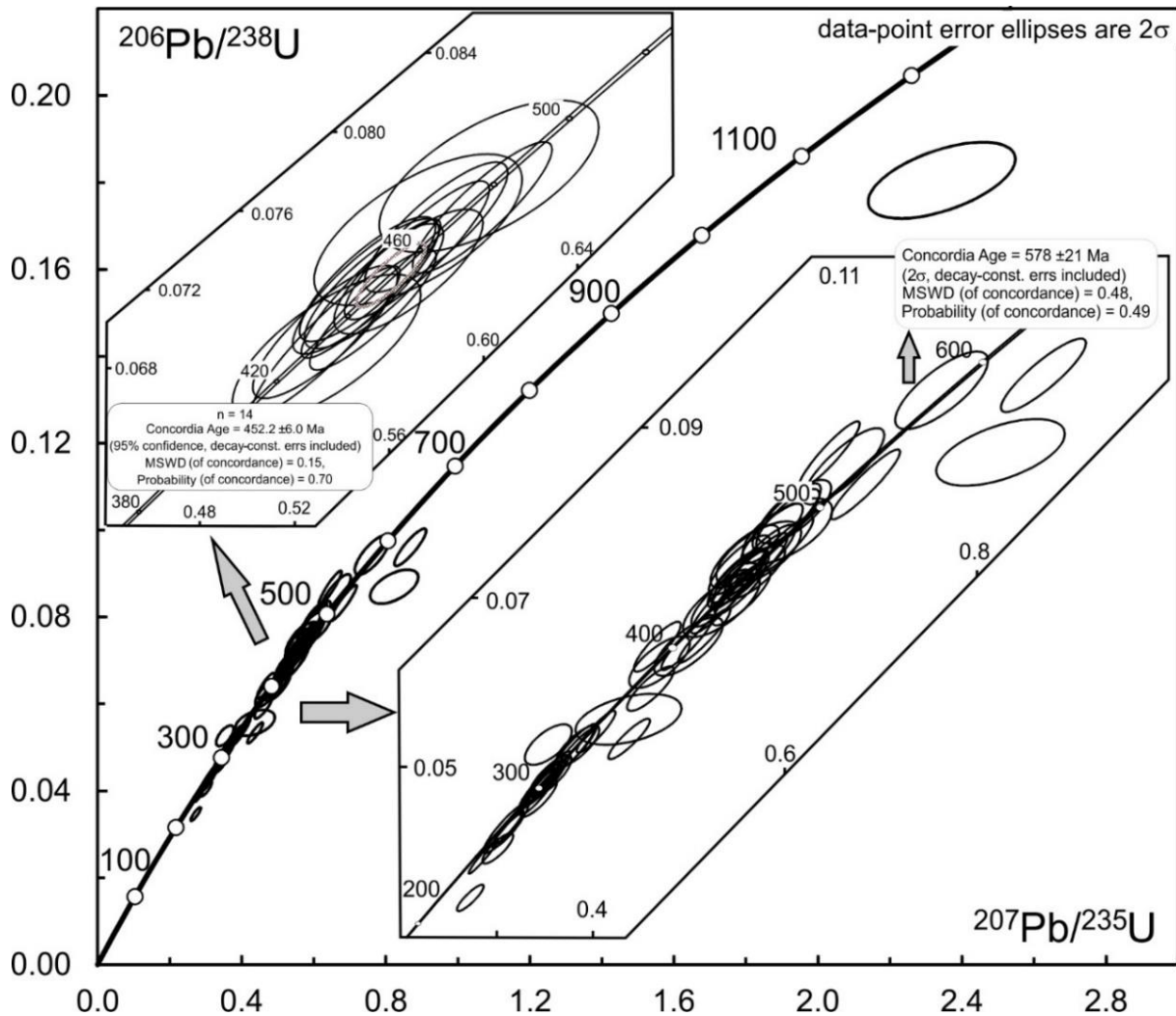


Abbildung 3.7: Gesamtübersicht der Analysenergebnisse der Probe WP3 und konkordanten Altern der ältesten Zirkone. Der Abschnitt zwischen 200 Ma und 600 Ma ist vergrößert dargestellt.

Um eine Aussage zum Alter der Probe zu treffen, muss wiederum der lithologisch-petrographische Befund heran gezogen werden. Die Probe ist als ein Alkaligranit bestimmt, welcher sich innerhalb eines Orthogneiskörpers ordovizischen Alters befindet (Abb. auf Tafel 3 im Anhang iii). Daher ist die Möglichkeit gegeben, dass diverse Zirkone ererbt wurden und somit in der Analyse auftauchen. Dies zeigt sich auch bei den Zirkonen, die ein Alters-Nebenmaximum bei $331,1 \pm 6,1$ Ma bilden. Das Alter weist auf eine Intrusion zu diesem Zeitpunkt hin, selbige wurde allerdings noch einmal recycelt. Unter

diesen Umständen wird das Altersmaximum bei $304,4 \pm 3,4$ Ma als das Kristallisationsalter der jüngsten Zirkone, sowie der neu gebildeten Wachstumssäume interpretiert. Weitergehend gilt dieses Alter auch als Intrusionsalter des Granitgangs.

In Abbildung 3.9 kann in Histogrammen die Verteilung der konkordanten Alter und deren relative Wahrscheinlichkeit abgelesen werden. Die rechte Abbildung zeigt den wichtigen Ausschnitt zwischen 300 Ma und 380 Ma mit zwei Altersmaxima im Karbon.

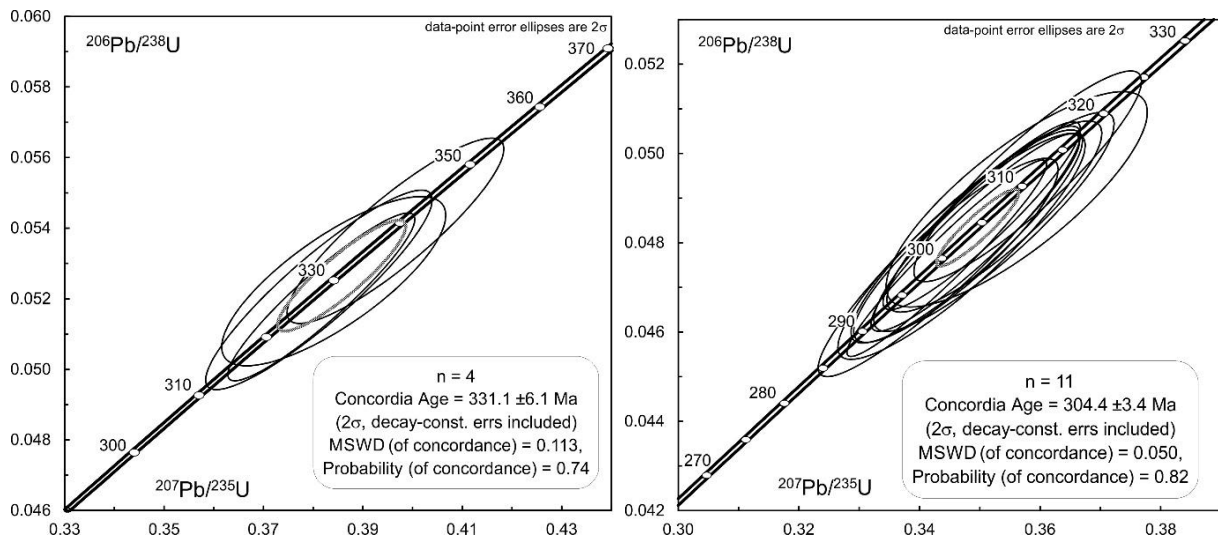


Abbildung 3.8: Konkordiadiagramme für das Altersmaximum im mittleren Karbon (Visé) und im unteren Karbon (Kasimovium).

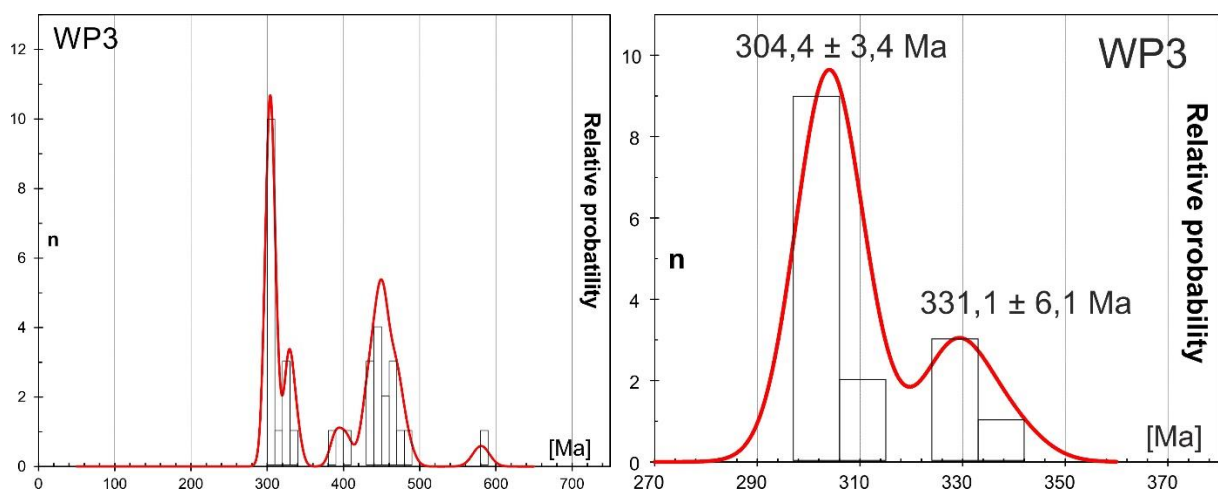


Abbildung 3.9: Histogramme mit der Darstellung der relativen Wahrscheinlichkeiten der Altersverteilung der konkordanten Daten. Links die Abbildung des gesamten Spektrums der Probe, rechts der, für die Fragestellung dieser Arbeit wichtige, vergrößerte Ausschnitt zwischen 300 Ma und 380 Ma mit den entscheidenden karbonischen Altersmaxima.

3.4. Probe WP5

3.4.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP5

Der Aufschluss zum Probenahmepunkt WP5 befindet sich 800 m südlich von WP2 auf 2210 m Höhe. Die Ausmaße der Granitintrusion konnten nicht genau bestimmt werden. Sicher ist, dass es sich auch hier um eine nur mehrere Quadratmeter große Intrusion in Form eines Gangs (*Dyke*) handelt. Das zu beprobende Gestein zeigte sich im Aufschluss in einem massigen, mäßig orthogonal geklüfteten Verband (Abb. auf Tafel 5 im Anhang v).

Das Gestein besitzt eine grünlich-graue bis rötlich-orangene Farbe auf der Verwitterungsoberfläche. Im Anschlag ist eine mittelgraue Farbe mit leichtem orangenen Einschlag zu sehen. Der makroskopisch erkennbare Mineralbestand wurde auf circa 20-25 % magmatischen Quarz, ungefähr 60 % weiße, als auch hellrosa Feldspäte und 15 % Glimmer bestimmt. Bei den Glimmern handelt es sich um silbrig glänzenden Muskovit und schwarzen, bis bronzefarbenen Biotit. Die Kristallgrößen bewegen sich zwischen 1 mm bis 3 mm, wobei einzelne Feldspäte auch 4 mm erreichen können. Das Korngefüge kann als holokristallin beschrieben werden. Durch Mineraleinregelungen ist eine Foliation erkennbar. Auch Scherbänder im Millimeterbereich sind auszumachen.

Bei Betrachtung der Dünnschliffe (Abb. auf Tafel 6 im Anhang vi) zeigt sich ein Anteil von Quarzkristallen von ungefähr 25 %. Der Anteil von Feldspat beläuft sich um die 60 %, wobei hiervon nahezu 95 % Alkalifeldspäte sind, davon ist ein recht hoher Anteil von 25 % Mikroklin zu erkennen. Fünf Prozent des Feldspat-Anteils sind Plagioklase. Die restlichen 15 % Mineralbestand beinhalten in kleinsten Mengen (<1 %) opake Minerale und die Glimmerfraktion, die sich nahezu in gleichen Teilen aus Biotit und dem zu großen Teilen serizitisch ausgebildeten Muskovit zusammensetzt. Auch Zirkone sind akzessorisch vorhanden. Innerhalb der Biotite können diverse Zirkone mit pleochroitischen Höfen vorkommen. Die Feldspäte weisen sehr oft perthitische Strukturen und Myrmekite auf. Die Quarze löschen ebenso wie einige Feldspäte undulös aus. Die Quarzkristalle neigen zudem zu Subkornbildung und dynamischer Rekristallisation. Auffallend ist, dass die Größen der Quarzminerale stark variieren. In einigen Bereichen, meist nahe von Scherbändern, sind sie nur 2 µm bis 5 µm groß, in ihrer direkten Nachbarschaft dann wieder 0,3 mm bis 2 mm. Einige Alkalifeldspäte erreichen bis 5 mm Größe. Im Dünnschliff zeigt sich eine ausgesprochen gute Foliation, die, wie auch die Scherbänder, an den Glimmerlagen verifiziert werden kann. Außerdem zeigt sich in der Probe ein c-s-Gefüge (LISTER & SNOKE 1984), was auf eine duktile Deformation schließen lässt.

3.4.2. Ergebnisse WP5

Die Zirkone dieser Probe zeigen in der Regel Längen–Breitenverhältnisse von 1,5:1 bis 2:1 auf und sind im Schnitt 200 µm groß. Vereinzelt sind auch Kristalle mit einem 1:3 Verhältnis vorhanden, welche bis zu 300 µm groß sein können. Es existieren auffälliger Weise in größerer Zahl auch Zirkone, die Breiten–Längenverhältnisse von fast 1:1 zeigen und nur um die 150 µm groß sind. Diese wirken nahezu isometrisch. Die Kristalle sind meist farblos und klar, bei einigen ist eine schwache Gelbfärbung zu erkennen. Die Urangehalte der Zirkone fallen mit Konzentrationen von 30 ppm bis 620 ppm gering aus. Bei dieser Probe ist in den Zirkonen eine weitverbreitete oszillatorische Zonierung, aber auch Sektorzonierung zu beobachten (Tafeln 29-31/Anhang xxix-xxxi). Die fleckigen Muster treten stark zurück. Es existieren auffällig vermehrt ererbte Kerne. Die meisten zeigen eine xenomorphe Form, Ausnahmen wie zum Beispiel WP5 86 und WP5 44 (Kerne ungemessen) weisen auch noch eine hypidiomorphe Kristallinität auf. Diese Kerne sind somit, dem Habitus entsprechend, vermutlich detritischen Ursprunges. Die Zirkone dieser Probe weisen je nach Altersspektrum gewisse Gemeinsamkeiten auf. Kristalle (WP5 7 A5, WP516 A15, WP5 103 A41) mit cadomischen Altern weisen eine fleckige Zonierung mit untergeordneter weitständiger Zonierung auf und zeigen meist ein 1:1 bis 1,5:1 Längen–Breiten Verhältnis. Lediglich der Zirkon WP5 90 A40 zeigt eine engständige, regelmäßige oszillatorische Zonierung. Die Kristalle mit ordovizischem Alter sind etwas langprismatischer (2:1) und regelmäßig zoniert, dies allerdings in einem breiteren Spektrum von mittel bis engständig. Eine weitere Gruppe bilden die Zirkone mit Altern um die 300 Ma. Diese weisen in der Mehrzahl eine schwache und breite (*faint and broadened*) Zonierung auf. Beispiele dafür sind die Zirkone WP5 19 A6, WP5 30 A12, WP5 31 A11 und WP5 32 A9, wobei bei letzteren auch Alterationen im Kernbereich erkennbar sind. Es finden sich in dieser Altersgruppe auch Kristalle wie WP5 2 A2 oder WP5 66 A36 mit komplex gewachsener Zonierung, zum Teil mit lokalen internen Resorptionen, was nach KINNY (in CORFU et al. 2003) typisch für anatektische Granite ist.

Bei der Probe WP5 wurden 60 Messungen an 49 Zirkonen vorgenommen. Davon waren 23 Messungen konkordant. Die älteste Probe ist im Diagramm in Abb. 3.10 nicht dargestellt, da sie im Konkordia-Diagramm mit 2443 ± 140 Ma bei einem $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ Alter als diskordant gewertet wird. Es wird aber, aufgrund des hohen Alters, ein reelles $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ Alter von 2501 ± 24 Ma (Tabelle IV im Anhang lxxiii) dieses ererbten Kernes (WP5 17 A14) angenommen, das somit an die Grenze vom Nearchaikum zum Paläoproterozoikum (Siderium) eingeordnet werden kann. Ein $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ Alter ist bei einem Gesteinsalter über einem Ga genauer, da es ohne Messung des Uranverhältnisses bestimmt werden kann. Die ältesten konkordanten Daten sind cadomischen Alters und plotten zwischen 550 Ma und 676 Ma. Sie liegen somit alle im Neoproterozoikum (Ediacara–Cryogenium). Drei Zirkone bilden ein

Nebenmaximum bei $457,7 \pm 7,5$ Ma und sind somit ordovizischen Alters. Auffällig ist bei dieser Probe das Hauptmaximum von 13 Zirkonen bei $304,1 \pm 2,5$ Ma mit einem guten MSWD von 0,059.

Ein einzelner Zirkon (WP5 1 A1) hat, bei einer grenzwertigen Konkordanz von 93 %, ein Alter von $330 \pm 8,5$ Ma. Hier ist auch ein etwas schlechterer MSWD von 1,4 zu vermerken (Abb. 3.11). Auch bei dieser Probe ist davon auszugehen, dass das jüngste Maximum bei $304,1 \pm 2,5$ Ma das Kristallisationsalter der jüngsten Zirkone und das Intrusionsalter des Alkaligranit-Gangs ist. Die weiteren U-Pb-Zirkonalter kommen entweder durch ererbte Kerne oder, wie in den schon vorangegangenen Proben beschrieben, durch gering, beziehungsweise unbeeinflusste ererbte Kristalle zustande.

Die Abbildung 3.12 beinhaltet die Histogramm-Darstellung aller konkordanten Alter der Probe WP5 auf der linken Seite und den vergrößerten Ausschnitt mit den Altersmaxima zwischen 300 Ma und 350 Ma auf der rechten Seite. Hier werden die relativen Wahrscheinlichkeiten der konkordanten Alter aufgezeigt.

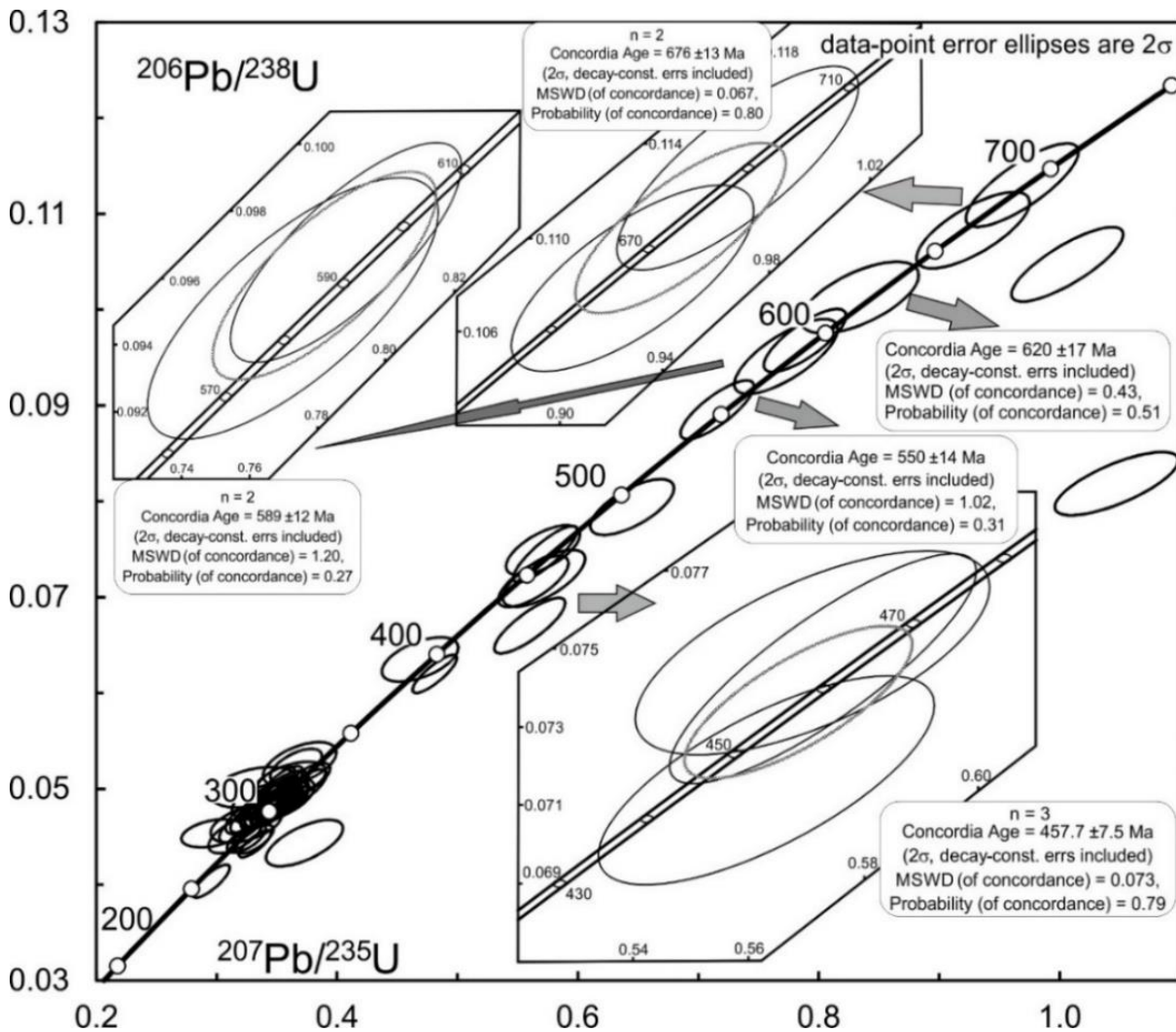


Abbildung 3.10: Gesamtübersicht der Analysenergebnisse der Probe WP5 und konkordanten Altern der ältesten Zirkone. Es findet sich ein breites Spektrum an cadomischen Altern, sowie einige ererbte ordovizische Alter.

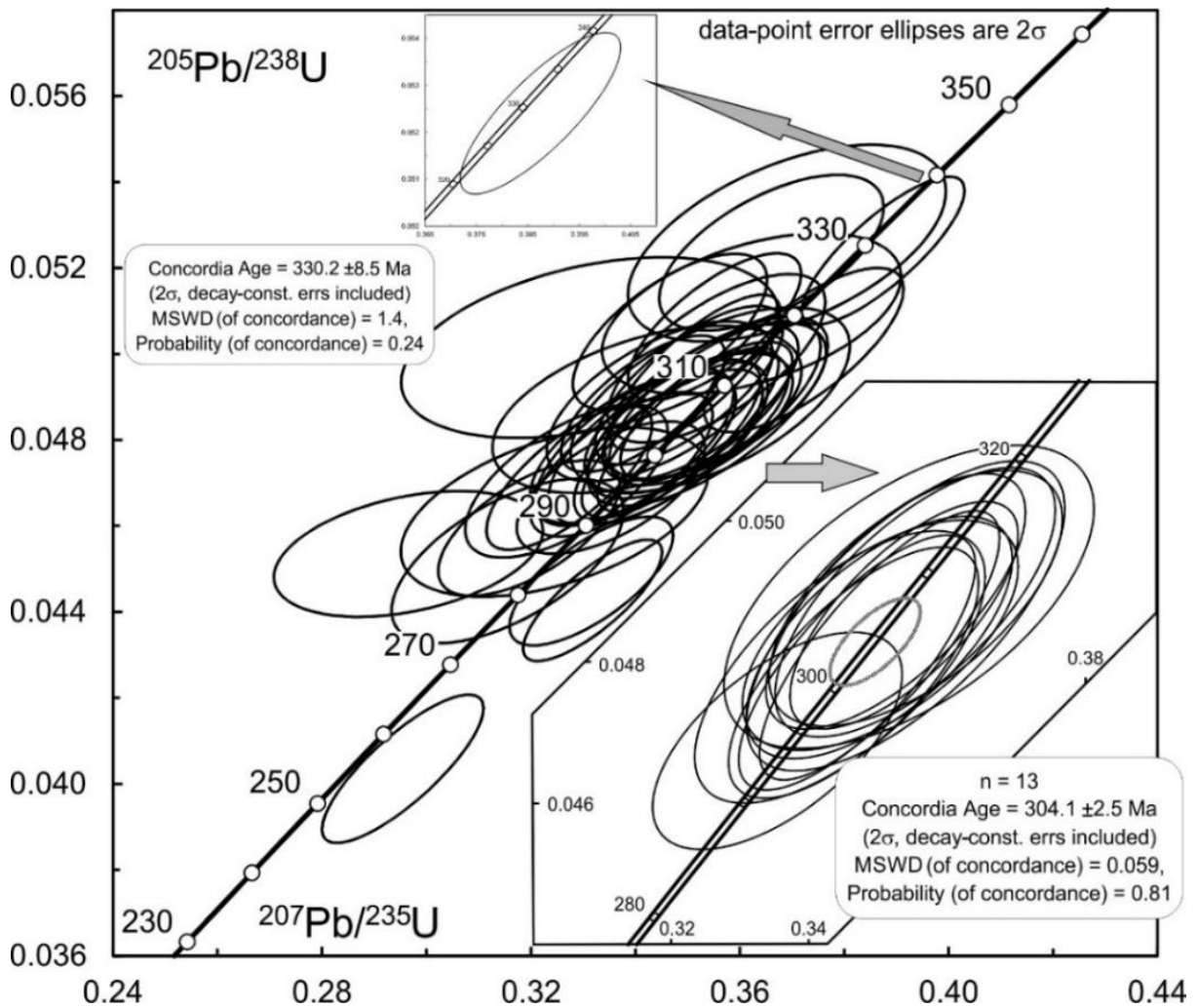


Abbildung 3.11: Detaildiagramm der Messellipsen und Konkordiadiagramme für das Altersmaximum im mittleren Karbon (Visé) und im unteren Karbon (Kasimovium).

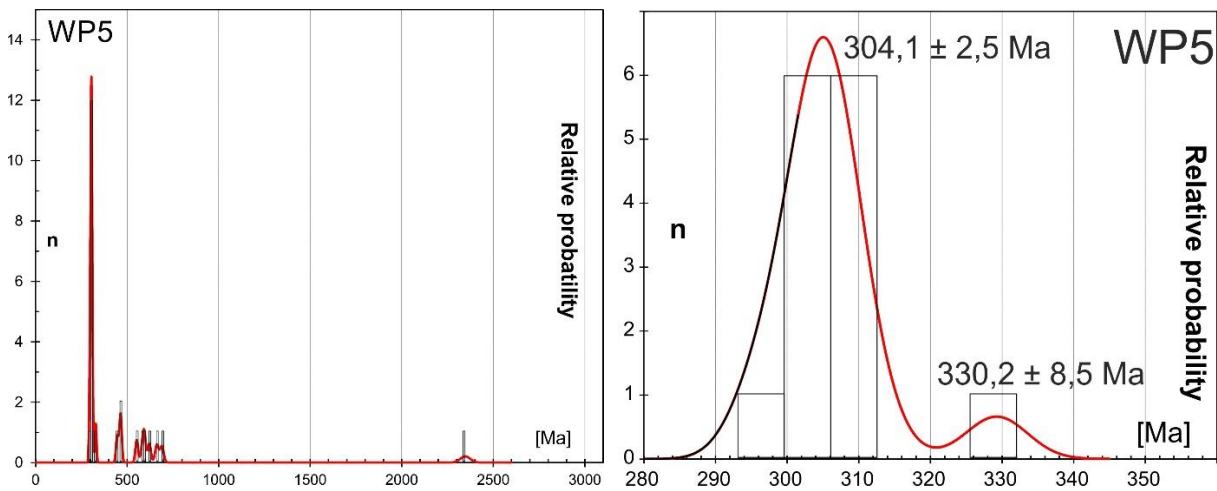


Abbildung 3.12: Histogramme mit der Darstellung der relativen Wahrscheinlichkeiten der Altersverteilung der konkordanten Daten. Links die Abbildung des gesamten Spektrums der Probe, rechts der, für die Fragestellung dieser Arbeit wichtige, hoch aufgelöste Bereich zwischen 300 Ma und 350 Ma mit den wichtigen Altersmaxima.

3.5. Probe WP6

3.5.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP6

Die Probe WP6 stammt aus einem Aufschluss, der rund 60 m nordwestlich von WP5 gelegen ist und in den Hospitalet-Orthogneis intrudierte. Die Größe der Intrusion beträgt hier nur einige Meter (Abb. auf Tafel 7 im Anhang vii) und ist augenscheinlich unabhängig von dem Aufschluss WP5.

Die Verwitterungsfarbe ist mittelgrau bis rotbraun und ocker. Im Anschlag ist das Gestein hell bis mittelgrau und zeigt einige kleine schwarze und bronzefarbene Einsprenglinge. Bei näherer Betrachtung erscheint ein Teil der Feldspäte rosa. Die Kristallgrößen kann man mit die 2 mm bis 4 mm als mittelgroß bezeichnen. Sie können vereinzelt auch 6 mm erreichen. Es ist ein holokristallines Gefüge zu verzeichnen. Es können 20-25 % Quarz, circa 60-65 % Feldspat und ungefähr 15 % Glimmer, welcher sich aus drei Viertel Muskovit und einem Viertel Biotit zusammensetzt, ausgemacht werden. Makroskopisch sind ebenfalls, anhand der Einregelung der Glimmer eine Foliation, sowie kleinere Scherbänder, meist im Millimeter-Bereich, aber auch im Zentimeter-Bereich zu beobachten.

Bei der Betrachtung im Dünnschliff (Abb. auf Tafel 8 im Anhang viii) zeigt sich, dass die makroskopische Bestimmung des Mineralbestandes nahezu deckungsgleich ist. So können circa 20-23 % Quarzminerale, 60-63 % Feldspat, etwas mehr als 15 % Glimmer und maximal 1 % opake Minerale identifiziert werden. Die Verteilung des Feldspats erweist sich ähnlich wie in den vorher beschriebenen Proben. So finden sich um die 93 % Kalifeldspäte und 7 % Plagioklase. Von den Kalifeldspäten wiederum lassen sich anhand ihres typischen Gitters knapp 25 % als Mikrokline erkennen. Myrmekite sind ebenso häufig zu beobachten, wie perthitische Entmischungsstrukturen. Die Kalifeldspäte zeigen zudem sehr oft eine poikilitische Textur, die durch ein regelmäßiges Serizitisierungsmuster hervorgerufen wird. Die Muskovite, die ungefähr 75 % des Gesamtglimmers ausmachen, kommen mindestens zur Hälfte in serizitischer Form vor. Der Biotit zeigt sich im Durchlicht mit einer grünlichen Färbung, was auf einen gewissen Grad an Chloritisierung hinweist. Akzessorisch kommt Zirkon vor.

Die Quarzminerale weisen durchgehend ein undulöses Auslöschfen auf. Zudem können auch hier Subkornbildung und dynamische Rekristallisationen beobachtet werden. Die Foliation wird hauptsächlich über die eingeregelten Glimmerlagen definiert, was einer *continuous foliation* (PASSCHIER & TROUW 2005) entspricht. Auch Scherbänder kommen ausschließlich in diesen Lagen vor. Insgesamt zeigen sich wieder Anzeichen für ein c-s-Gefüge. Zu bemerken ist, dass die größeren Feldspäte zerbrochen sind und somit zumindest kataklastisch beansprucht wurden, während die umgebende Matrix eher Anzeichen einer leichten duktilen Deformation aufweist. Insgesamt kann man von einer zumindest spröd-duktilen Deformation sprechen, welche dieser Granit erfahren hat.

3.5.2. Ergebnisse WP6

Die Zirkone dieser Probe sind von 130 μm bis vereinzelt 280 μm , im Schnitt meist 200 μm groß. Das Längen-Breitenverhältnis beträgt meistens 2:1, kann aber bei längeren prismatischen Ausprägungen der Kristalle in Einzelfällen bis auf 4:1 anwachsen. Der Großteil der Zirkone ist farblos, einige weisen einen rosa Schimmer auf. Es finden sich zudem gelblich bis zart orange, fast bis ins hellbräunlich, durchscheinende Kristalle. Die Urangehalte weisen in der Regel Konzentrationen von 40 ppm bis knapp 400 ppm auf, in sehr wenigen Fällen auch 600 ppm bis 1200 ppm.

Das Gros der Zirkone sind idiomorphe, regulär und komplex zonierte Minerale, welche zu einem auffälligen Anteil ererbte Kerne besitzen (Tafeln 32-34/Anhang xxxii-xxxiv). Eine weitere Gruppe weist im Kernbereich verstärkt Alterationen oder Substitutionen auf. Die ererbten Kerne sind hypidiomorph, also wiederum detritischen Ursprungs, allerdings in Ausbildung ihrer Zonierung verschieden. Der Kern WP6 91 A42 zum Beispiel zeigt angedeutet eine schwache und breite (*faint and broadened*) Zonierung, während der hypidiomorphe, vermutlich ehemals länger prismatische Kern WP6 75 A54 eine feinere, aber noch unregelmäßige Zonierung aufweist. Die meisten Zirkone, die ordovizischen Alters sind, zeigen eine magmatische Wachstumszonierung auf, welche mehr oder weniger fein ausgeprägt sein kann. In vereinzelt Fällen ist eine Sektorzonierung zu erkennen (WP6 21 A6). An einigen Zirkonen (WP6 40 A58, WP6 73 A46, WP6 75 A55, WP6 88 A29) ist ein größerer, sehr Uran-reicher und damit schwarzer Anwachssaum zu sehen, in dem nur im geringsten Maße eine sehr grobe Wachstumszonierung, kombiniert mit einer fleckigen (*patchy*) Zonierung zu erkennen ist. Diese Anwachssäume sind insofern sehr interessant, als dass sie die jüngsten Alter der Probe aufweisen.

Es fanden 60 Messungen an 48 Zirkonen statt, davon waren 35 konkordant. Das höchste Alter weist die Messung am Kern des Zirkons WP6 91 A42 mit 3144 ± 25 Ma auf (Abb. 3.13). Das Alter ist somit im Mesoarchaikum einzuordnen. Dieser Zirkon wurde im Ordovizium ererbt, da der Saum (WP6 91 A41) ein Alter von 484 ± 18 Ma besitzt. Ein weiterer alter ererbter Kern hat ein mesoproterozoisches Alter (WP6 73 A45). Er hat ein berechnetes Alter von 1558 ± 42 Ma (Abb. 3.10). Dieser Kern besitzt einen Saum mit einem Alter von 308 ± 11 Ma (WP6 73 A46). Es liegen noch zwei konkordante cadomische Alter von berechneten 577 ± 20 Ma und 613 ± 22 Ma vor. Das Hauptmaximum mit 26 konkordanten Messungen stellt ein ordovizischen Alter von 470 ± 4 Ma (Abb. 3.11 links). Eine einzelne konkordante Analyse findet sich bei 415 ± 15 Ma (WP6 37 A50) und ist somit ins unterste Devon (Lochkovium) einzuordnen. Das letzte, in diesem Fall Nebenmaximum findet sich bei $306,4 \pm 5,2$ Ma (Abb. 3.14 rechts). Es existiert noch ein Alter bei 326 ± 12 Ma (WP6 53 A56), dieses hat allerdings nur einen Konkordanzgrad von 112 % und wurde damit in die Reihe der diskordanten Messungen eingereiht (Anhang xxxiii/Tafel 33; Anhang lxxiv/Tab. V). Dies ist ein Grenzbereich, der unter Umständen in den Interpretationen noch Beachtung finden kann.

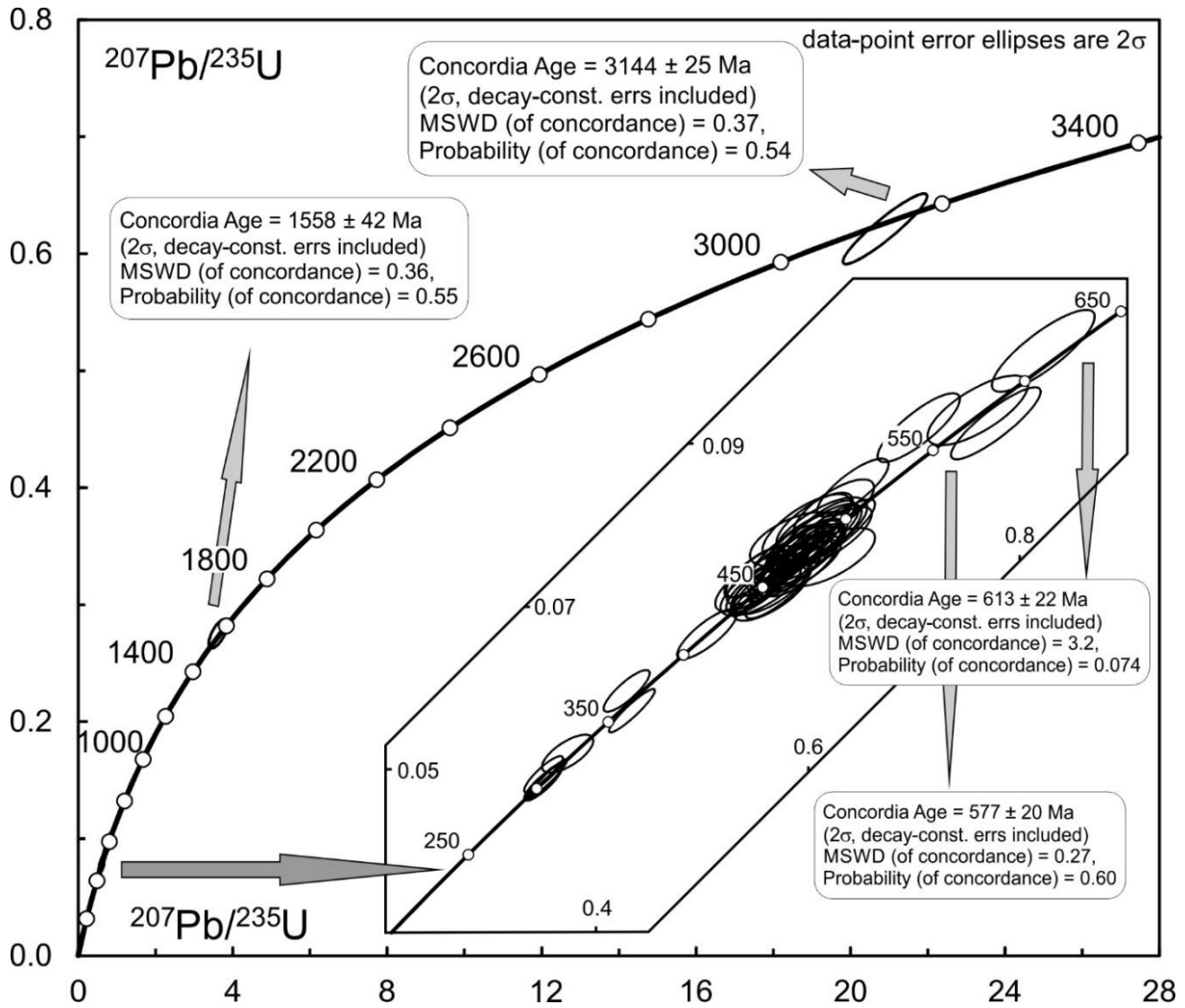


Abbildung 3.13: Gesamtübersicht der Analysenergebnisse der Probe WP6 und konkordanten Altern der ältesten Zirkone. Der Abschnitt zwischen 250 Ma und 650 Ma ist vergrößert dargestellt.

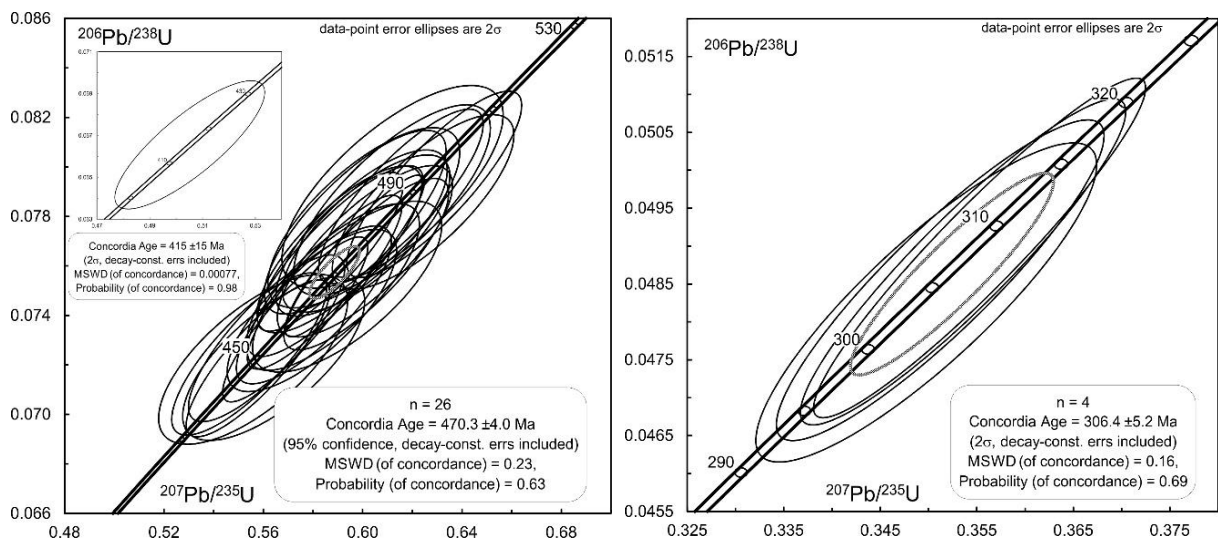


Abbildung 3.14: Detaillierte Konkordiadiagramme mit Altersmaximum im Ordovizium (Grenze Floium/Dapingium) und Einzelalter im untersten Devon (Lochkovium) (links) und im oberen Karbon (Kasimovium) (rechts).

Die meisten Zirkone dieser Probe zeigen keinerlei oder nur minimale (1 µm bis 3 µm) Anwachssäume, die mit dem Laser nicht fassbar sind. Damit zeigt sich auch hier, dass die letzte anatektische Schmelze die vorhandenen Zirkone nicht oder nur in geringsten Maße beeinflusst hat oder nicht die Möglichkeiten zum ausgeprägten Neuwachstum von Anwachssäumen bot. Trotz des kleinen Maximums, bestehend aus nur vier Messungen aus Anwachssäumen, wird das Alter von $306,4 \pm 5,2$ Ma als Kristallisationsalter der letzten Zirkone und somit als Intrusionsalter des Alkali-Granitgangs interpretiert.

Die Abbildung 3.15 beinhaltet die Histogramm-Darstellung aller konkordanten Alter der Probe WP6 auf der linken Seite und den vergrößerten Ausschnitt mit dem Altersmaximum zwischen von 306,4 Ma auf der rechten Seite. Es werden die relativen Wahrscheinlichkeiten der konkordanten Alter aufgezeigt. Bei diesem Histogramm ist, im Gegensatz zu den vorangegangenen Proben, die Einphasigkeit der karbonischen Intrusion auffällig.

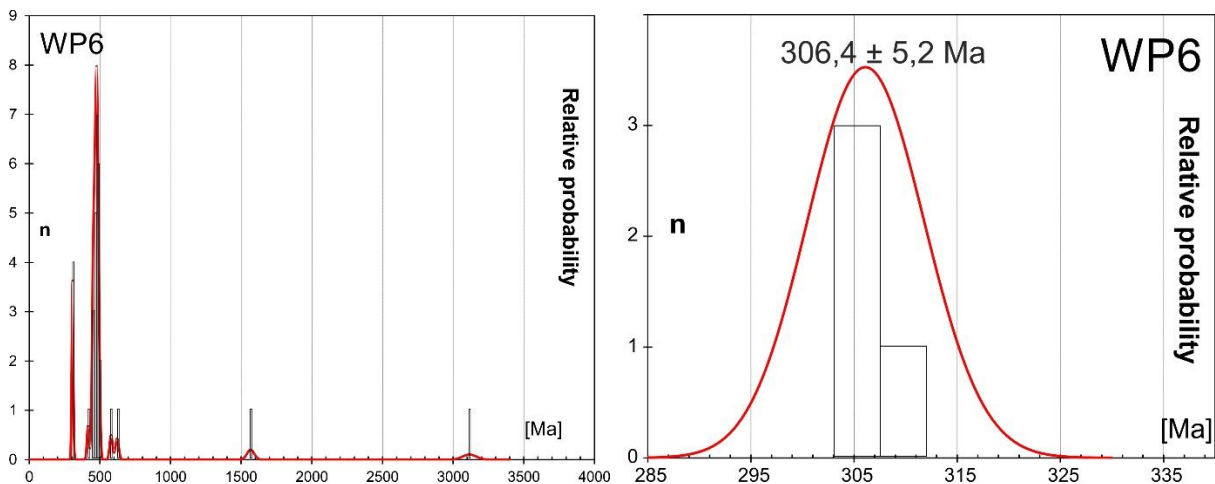


Abbildung 3.15: Histogramme mit der Darstellung der relativen Wahrscheinlichkeiten der Altersverteilung der konkordanten Daten. Links die Abbildung des gesamten Spektrums der Probe, rechts der, für die Fragestellung dieser Arbeit wichtige, vergrößerte Ausschnitt zwischen 300 Ma und 330 Ma mit dem wichtigen Altersmaxima. In dieser Probe konnte kein Maximum im Bereich 330 Ma oder 350 Ma nachgewiesen werden. Es existiert ein Alter von 326 ± 12 Ma, dieses hat aber nur eine Konkordanz von 112 %. Somit wurde dieses Alter wegen einer zu großen Fehlerspanne nicht im Histogramm berücksichtigt.

3.6. Probe WP7

3.6.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP7

Der Aufschluss, an der die Probe WP7 genommen wurde, liegt 100 m nordöstlich der Refuge des Bésines auf einer Höhe von 2100 m. Das Gestein setzt sich deutlich, mit seiner fast weißen Farbe, von dem eher bräunlich-grünlichen Umgebungsgestein, dem Hospitalet-Orthogneis, ab. Die Intrusion hat an der Oberfläche eine Ausdehnung von ungefähr 6 m mal 20 m (Abb. auf Tafel 9 im Anhang ix).

Die Verwitterungsfarbe unterscheidet sich mit den weiß bis hellgrau-bläulichen Tönen eher wenig von der Farbe im Anschlag. Hier zeigen sich in dem weißen bis stellenweise mittelgrauen Gestein die dunklen Einsprenglinge, die von schwarzen bis bronzefarbenen Biotiten und rot-braunen Granaten her rühren. Es können vereinzelt auch ockerfarbene, bis ein Zentimeter große Flecken auftreten, die von Eisenoxidation stammen. Das holokristalline Gefüge wird von Mineralen mit Größen um die 2 mm bis 4 mm gebildet. In einigen Bereichen können die Kristallgrößen zunehmen und grobkristalliner werden, so dass sie sich in Bereichen von 4 mm bis 6 mm bewegen. Der Mineralbestand setzt sich aus circa 25 % magmatischen Quarz, gut 60 % weißen und hellrosa Feldspäten, 7-10 % silbrig glänzenden Muskovit, 5 % Biotit und vereinzelt Granat zusammen

Eine penetrative Foliation ist in dem Gestein nicht zu erkennen, jedoch zeigen sich Areale mit einer Mineraleinregelung (Abb. auf Tafel 9 im Anhang ix). Es können außerdem auch Scherbänder von mehreren Zentimetern Dicke beobachtet werden.

Im Dünnschliff (Abb. auf Tafel 10 im Anhang x) bestätigt sich die makroskopische Mineralanalyse nahezu. So ist 20-23 % Quarz, knapp 10 % Muskovit und 5 % Biotit sowie gut 60 % Feldspäte im Gestein vertreten. Die Feldspäte lassen sich wiederum in gut 5-7 % Plagioklas, 20 % Mikroklin und den Rest Orthoklas aufschlüsseln. Akzessorisch finden sich noch Apatit und Zirkon. Opake Mineralisationen konnten interessanterweise nicht identifiziert werden. Es kommen noch vereinzelt Granate vor, die aber keine Alteration besitzen und lediglich Verwachsungen mit niedriggradigem Biotit oder Chlorit aufweisen. Daher dürften diese auch primären Ursprungs sein. Die Kristallgrößen bestätigen sich, Feldspäte sind im Schnitt 2 mm bis 3 mm, die Muskovite 1 mm bis 2mm, der Biotit nur 0,5 mm groß. Quarz variiert je nach tektonischer Beanspruchung zwischen 5 µm und 3 mm.

Bei der strukturellen Analyse des Dünnschliffs kann man sowohl undulöses Auslöschen, Subkornbildung und dynamische Rekristallisationen als auch formbevorzugte Orientierung (*SPO-shape preferred orientation*) von Quarzkristallen erkennen. Auch in den Feldspäten zeigen sich im Ansatz Deformationslamellen, zum Teil sind sie auch zerbrochen. Hauptsächlich lassen sich Perthite erkennen, die Myrmekite treten stark zurück und können nur vereinzelt identifiziert werden. Die Glimmer, hauptsächlich die größeren Muskovite, sind duktil, bis hin zu Glimmerfischen (*mica fish*) deformiert und größtenteils eingeregelt. Somit zeigt sich im Dünnschliff, im Gegensatz zum Handstück, eine gut erkennbare und ausgeprägte Foliation. Insgesamt ist von einer Deformation des Gesteins im spröde-duktilen Bereich auszugehen.

3.6.2. Ergebnisse WP7

Die Zirkone der Probe sind 150 µm bis 300 µm, im Schnitt 200 µm groß. Die Längen-Breitenverhältnisse bewegen sich zwischen 2:1 und 4:1, so dass die Kristalle in dieser Probe wieder prismatisch sind. Die

Urangehalte weisen Werte zwischen 90 ppm und maximal 1380 ppm auf. Farblose bis gelblich-bräunlich durchscheinende Zirkonkristalle sind die Regel.

Die meisten Zirkone besitzen eine regelmäßige magmatische Wachstumszonierung, die von weitständig (Bsp.: WP7 58 A33, WP7 62 A39) über mittelständig (Bsp.: WP7 69 A26) bis engständig, oszillatorisch (Bsp.: WP7 65 A34, WP7 119 A52) ausgeprägt sein kann. Es gibt auch Zirkone mit komplexer Wachstumszonierung mit lokalen Resorptionen (WP7 52 A23/A24, WP7 9 A4, WP7 3 A3). Rund 20 % der Zirkone sind aufgrund der schwarzen Erscheinung im KL-Bild sehr Uran-reich. Diese zeigen zum Teil weitständige aber auch konvolute Zonierung. Die ererbten Kerne sind meist so Uran-arm, dass bei den KL-Aufnahmen keinerlei Aussage zu der Zonierung getroffen werden kann, da sie nur strahlend weiß erscheinen. So zeigt sich oft, jeweils zwischen den Kernen und den Anwachsflächen, ein stark ausgeprägter Urangehalt-Kontrast (WP7 64 A41/A42, WP7 1 A1/A2, WP7 8 A8/A9, WP7 64 A41/A42). Eine gemessene Ausnahme bildet der Zirkon WP7 94 A29/A30, bei dem im Kern zwar ebenfalls nichts zu interpretieren ist, aber der Saum oszillatorisch zониert ist und einen nicht so starken Urangehalt-Kontrast aufweist. Bei allen Arten von Zirkonen dieser Probe können Resorptionserscheinungen im Kernbereich auftreten (Tafeln 35-38/Anhang xxxv-xxxviii).

Es wurden 60 Messungen an 47 Zirkonen getätigt, davon konnten 49 Messungen als konkordant bestimmt werden. Bei dieser Probe ist auffällig, dass sich die Ellipsen der konkordanten Alter wie eine Perlenkette nahezu nahtlos von 480 Ma bis 300 Ma aneinanderreihen (Abb. 3.16). Trotzdem wurde versucht plausible Altersmaxima darzustellen. Das älteste Nebenmaximum setzt in dieser Probe im Neoproterozoikum bei 655 ± 25 Ma ein. Dieses Durchschnittsalter stammt aus drei hypidiomorphen bis xenomorphen, ererbten Kernen (WP7 7 A6, WP7 64 A42, WP7 94 A30). Das nächst jüngere, in diesem Fall Hauptmaximum, wird von 33 konkordanten Messungen gebildet, plottet bei $453,3 \pm 3,9$ Ma und ist somit ordovizischen Alters (Grenze Sandbium/Katium). Darauf folgt ein weiteres Nebenmaximum (Abb. 3.17 links), welches im unteren Devon bei $407,9 \pm 5,3$ Ma befindlich ist (Grenze Pragium/Emsium). Die beiden jüngsten Untermaxima bestehen jeweils aus zwei konkordanten Messungen. Obwohl der jeweilige MSWD einen sehr guten Wert besitzt, sind die Fehler in der Altersangabe recht hoch. So ist das eine Maximum mit einem MSWD von 0,33 bei $336,5 \pm 9,8$ Ma gelegen (Abb.3.17 rechts), das andere mit einem MSWD von 0,021 bei $305,6 \pm 9,4$ Ma (Abb. 3.18).

Auch in dieser Probe wird der Trend, der in vorherigen Proben auftritt, fortgeführt. Es zeigen sich oftmals keine oder nur kleinste Anwachsflächen, so dass man davon ausgehen muss, dass das letzte Schmelzereignis eine Schmelztemperatur nur kurz oberhalb der Anatexis aufwies und somit nur schlechte Bedingungen für ein Neuwachstum von Zirkonen herrschten. So werden die beiden jüngsten konkordanten Alter mit nur jeweils einem Alter eines Wachstumssaums und eines offensichtlich neu gewachsenen Zirkons gebildet. Das Alter von $305,6 \pm 9,4$ Ma wird als letztes Kristallisationsalter der Zirkone in diesem Granit interpretiert. Dies gilt auch als Intrusionsalter für den granitischen Gang.

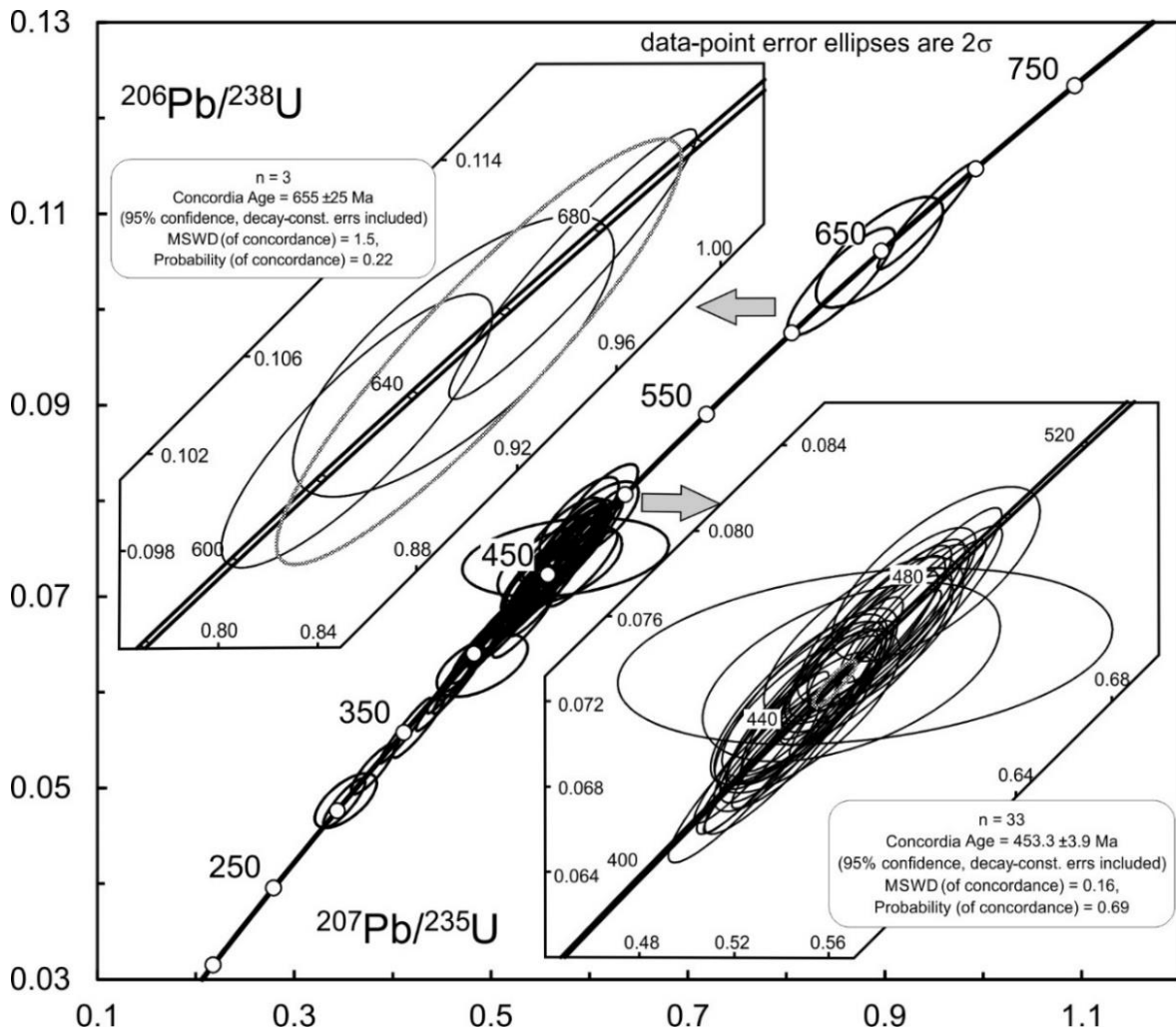


Abbildung 3.16: Gesamtübersicht der Analysenergebnisse der Probe WP7 und konkordanten Altern der ältesten Zirkone. Markant die fast durchgängige Aufreihung konkordanter Messellipsen.

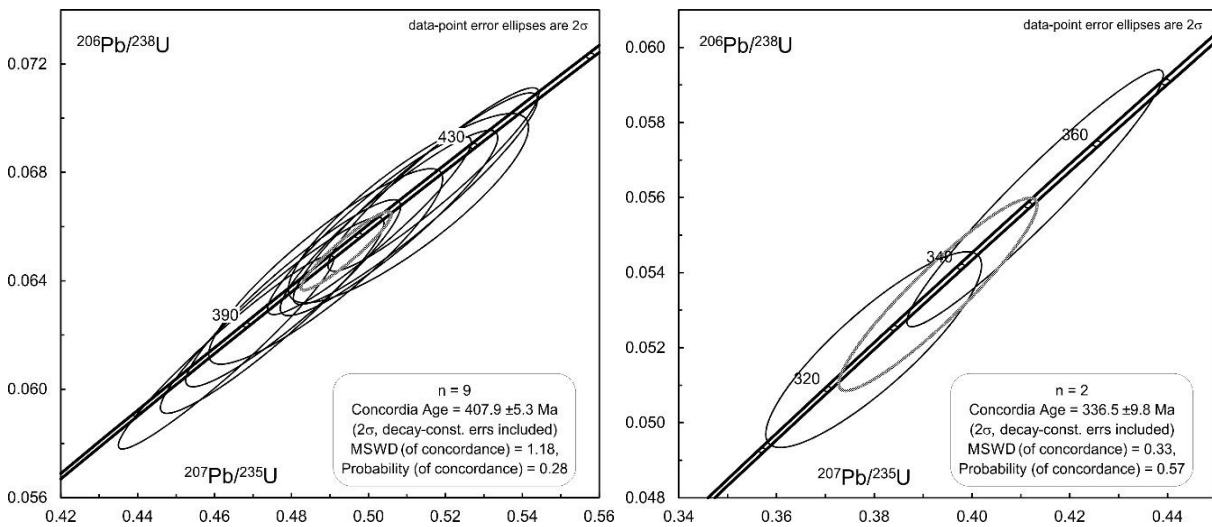


Abbildung 3.17: Detaillierte Konkordiadiagramme mit Altern aus dem Unterdevon (Grenze Emsium/Pragium) (links) und dem unteren Karbon (Visé) (rechts)

Die Histogramme in Abbildung 3.19 (links) zeigen die relative Wahrscheinlichkeit der Altersverteilung der konkordanten Daten insgesamt. Auf der rechten Seite ist der, für die Einordnung der Alter der Hauptdeformationsphasen, relevante Ausschnitt zwischen 300 Ma und 380 Ma vergrößert dargestellt. Die beiden einzeln stehenden Alter wurden zu einem Maximum ($336,5 \pm 9,8$ Ma) zusammengefasst (Abb. 3.17 rechts), da sehr hohe Fehler bei den Schwankungsbreiten für die jeweiligen Einzelalter auftreten würden. Diese Einzelalter wurden mit 327 ± 13 Ma und 351 ± 15 Ma berechnet. Hier zeigt sich deutlich ein Grenzbereich bei der statistischen Auswertung und Interpretation der wenigen vorhandenen Daten in diesem Altersabschnitt.

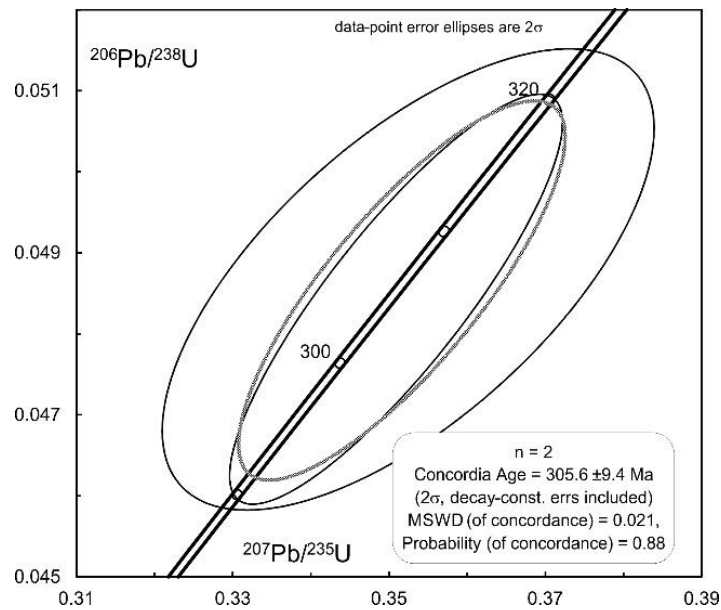


Abbildung 3.18: Detailliertes Konkordiadiagramm mit Altersmaximum im oberen Karbon (Kasimovium)

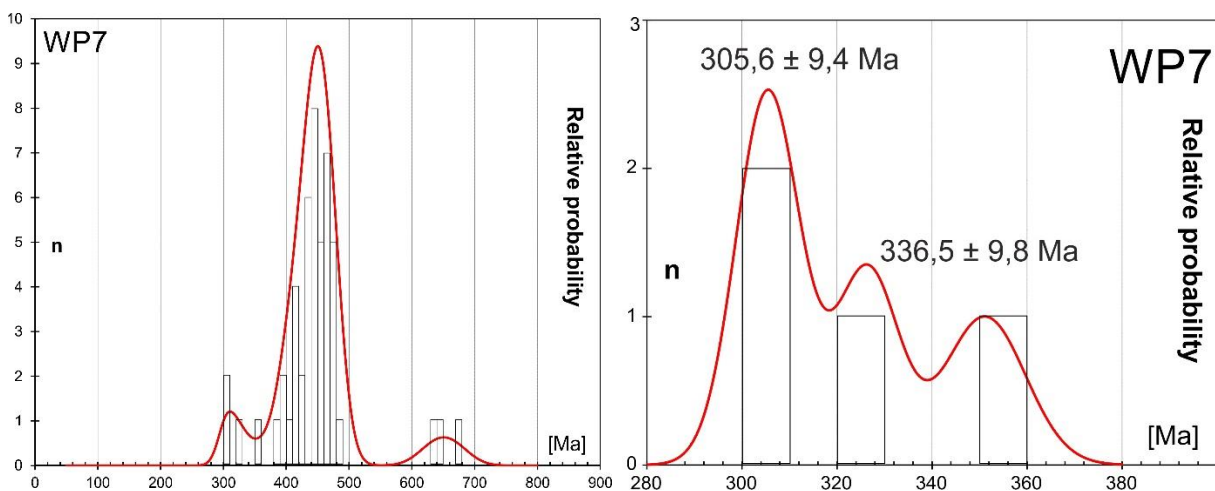


Abbildung 3.19: Histogramme mit der Darstellung der relativen Wahrscheinlichkeiten der Altersverteilung der konkordanten Daten. Links die Abbildung des gesamten Spektrums der Probe, rechts der, für die Fragestellung dieser Arbeit wichtige, hoch aufgelöste Ausschnitt zwischen 300 Ma und 380 Ma mit den wichtigen konkordanten Altern.

3.7. Probe WP8

3.7.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP8

Der Aufschluss WP8 mit der Probennahmestelle befindet sich 150 m östlich vom Ostufer des Étang des Bésines auf 2000 m Höhe. Er befindet sich als Härtling, vermutlich als Gang, in der Sohle des Hochtales. Die Ausmaße der granitoiden Intrusion innerhalb des Hospitalet-Orthogneises konnte aufgrund des Zustandes des Aufschlusses nicht genau bestimmt werden, betrug aber nicht mehr als einige Meter (Abb. auf Tafel 11 im Anhang xi).

Das Gestein zeigt sich im Aufschluss mit einer hellgrau-bläulichen, mitunter auch mittelgrauen Farbe. Im Anschlag erscheint das Gestein eher weiß bis hellgrau mit ocker-orangen Einschlüssen und einigen wenigen schwarzen Einsprenglingen. Die Feldspäte können, wie bei den Proben zuvor, auch hellrosa auftreten. Die Größen der Kristalle im holokristallinen Gefüge betragen in der Regel um die 1 mm bis 3 mm. Einzelne Feldspäte und Glimmer können bis 5 mm groß werden. Beim Mineralbestand zeigt sich keine große Änderung gegenüber den vorherigen Proben, lediglich der Biotit-Gehalt tritt wieder ein wenig zurück. Granate sind nicht enthalten.

Makroskopisch ist keine penetrative Foliation auszumachen, lediglich eine Einregelung der Biotite weist auf eine *continuous foliation* hin. Scherbänder konnten nicht identifiziert werden.

Die mikroskopische Betrachtung zeigt eine Mineralverteilung von circa 23 % Quarz, 60 % Feldspat, welcher sich aufteilt in 10 % Plagioklas, 10 % Mikroklin und 80 % Orthoklas und 17 % Glimmer, wobei 10 % Muskovit und 7 % Biotit ausmachen. Akzessorisch finden sich wie bei allen anderen Proben auch Zirkone. Die Kristallgrößen bestätigen sich im Allgemeinen. Vereinzelt können Orthoklase auch Größen von 6 mm erreichen. Die Quarzkristalle zeigen durchgehend undulöses Auslöschen, oftmals auch Subkornbildung und Rekristallisationserscheinungen. Bei den Feldspäten zeigt sich ebenfalls vereinzelt ein undulöses Auslöschen, und auch Deformationslamellen sind zu beobachten. Wie auch in den bisher beschriebenen Proben, zeigen sich Perthite und Myrmekite, obgleich sie etwas weniger häufig vertreten sind. Im Schliff zeigt sich eine gut ausgebildete Foliation (Mischung aus *continuous foliation* und *spaced foliation*), die nicht gleichmäßig aber penetrativ auftritt (Abb. auf Tafel 12 im Anhang xii).

3.7.2. Ergebnisse WP8

Die ausgewählten Zirkone dieser Probe sind 100 µm bis maximal 200 µm, im Schnitt 150 µm groß und besitzen ein Längen-Breitenverhältnis von meist 2:1, was bei wenigen länger prismatischen Ausbildungen bis auf 3:1 anwachsen kann. In Ausnahmefällen ist auch ein 4:1 Verhältnis vorhanden. Auffällig ist, bei dieser nur 81 Kristalle umfassenden Probe, die relativ hohe Anzahl an unvollständigen

Kristallen, also Fragmenten. Diese sind in der Regel kleiner als der angegebene Größenschnitt. Die Zirkone sind meist farblos, können aber auch gelblich bis bräunliche Schattierungen zeigen. Der Urangehalt der Zirkone liegt meist zwischen 40 ppm und 500 ppm, kann in Einzelfällen aber auch 1500 ppm bis maximal 3500 ppm betragen.

Die KL-Aufnahmen (Tafeln 39-41/Anhang xxxix-xli) zeigen in der Mehrzahl magmatisch zionierte Zirkone, deren Zonierungsmuster von weitständig (WP8 28 A13, WP8 79 A30) bis zu engständig, oszillatorisch (WP8 3 A7, WP8 12 A10) reichen. Oftmals sind Resorptionen im Kernbereich, vereinzelt auch in Randbereichen zu sehen. Einige Kristalle oder auch Anwachssäume sind aufgrund ihres hohen Urangehaltes schwarz. Bei diesen kann eine Zonierung sehr schlecht ausgemacht werden. Eine Ausnahme bildet die, angedeutet konvolute Zonierung von WP8 5 A51. Es existieren vermehrt hypidiomorphe, ererbte Kerne, wie beispielsweise in den Zirkonen WP8 4 A9, WP8 7 A3 und WP8 9 A5. Existente sind ebenfalls Ansätze von Sektorzonierung, zum Beispiel in den Zirkonen WP8 55 A38 und WP8 33 A41. Diese ist allerdings eher undeutlich.

Bei dieser Probe wurden 60 Messungen an 52 Zirkonen vorgenommen (Abb. 3.20). 27 davon konnten als konkordant bestimmt werden. Die ererbten Kerne zeigen bei den Datierungen, bis auf drei Ausnahmen (WP8 4 A8 – 564 ± 15 Ma, WP8 7 A3 – 477 ± 12 Ma, WP8 76 A57 – 624 ± 22 Ma), nur diskordante Ergebnisse. Dies lässt den Schluss zu, dass sie alteriert sind und diversen Bleiverlusten unterlagen. Bei den Messungen am Zirkon WP8 31 A20/A21 zeigt sich trotz zweier konkordanter Messungen, dass der Kern 40 Ma jünger sein soll als der Saum (447 Ma zu 490 Ma). In diesem Fall ist das Kernalter vermutlich als Zeitpunkt eines Bleiverlustes zu interpretieren, wobei nicht auszuschließen ist, dass dabei auch ein vollständiges Zurücksetzen des U-Pb-Systems stattfand. Nach den konkordanten cadomischen Altern existiert ein Bereich zwischen 500 Ma und 400 Ma, der nahezu durchgängig mit konkordanten Altern besetzt wird (Abb. 3.21). Alle diese Alter zusammen ergaben bei den Auswertungen kein haltbares Alter mit annehmbaren MSWD. Allerdings lassen sich zwei größere Maxima und ein eigenständiges konkordantes Alter als Maximum, bei einem guten Grad an Konkordanz und mit einem zufriedenstellenden MSWD ermitteln. So konnte eines, gebildet aus sieben Zirkonen, mit einem MSWD von 0,074 bei $478,5 \pm 4,7$ Ma und ein weiteres aus zwölf Zirkonen mit einem MSWD von 0,071 bei $440,9 \pm 3,3$ Ma berechnet werden. Das Einzelalter liegt mit einem MSWD von 0,103 bei $401,9 \pm 9,9$ Ma. Somit ergeben sich Alter, die zum einen im unteren Ordovizium (Grenze Tremadocium/Floium), des Weiteren im unteren Silur (Grenze Rhuddanium/Aeronium) und im unteren Devon (Emsium) angesiedelt sind. Auch in dem Altersabschnitt von 300 Ma bis 400 Ma zeigt sich, wenn auch jeweils nur von zwei Zirkonen, eine Abfolge von konkordanten Altern, die wie eine Perlenschnur aufgereiht ist (Abb. 3.22).

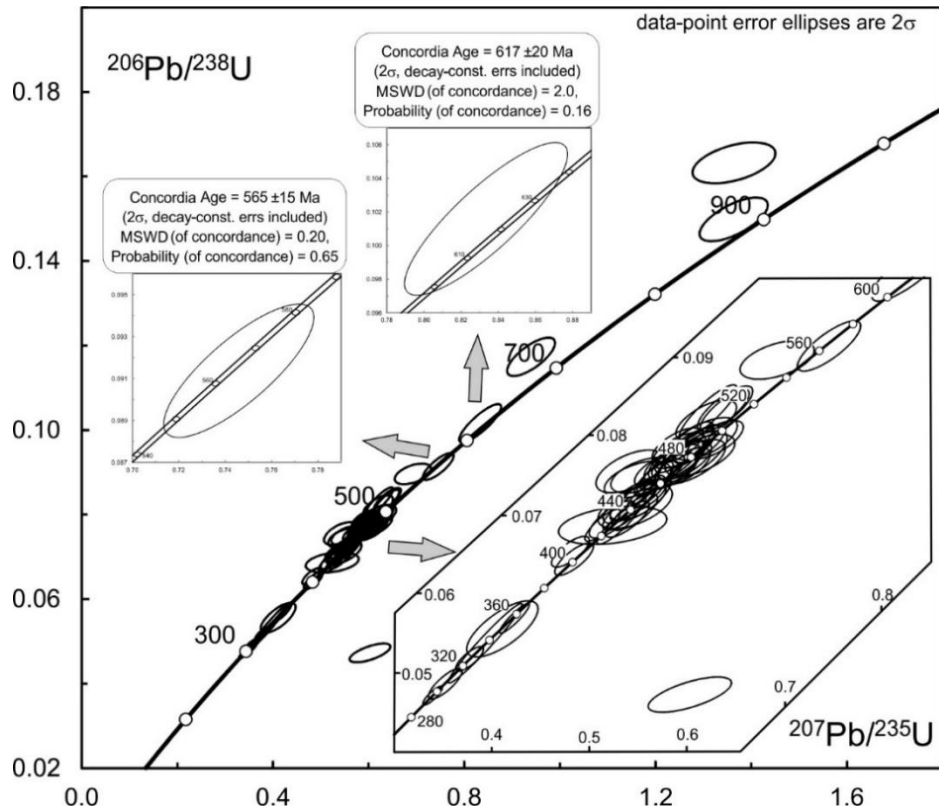


Abbildung 3.20: Gesamtübersicht der Analysenergebnisse der Probe WP8 und konkordanten Altern der ältesten Zirkone. Vergrößerter Detailausschnitt zwischen 280 Ma und 600 Ma.

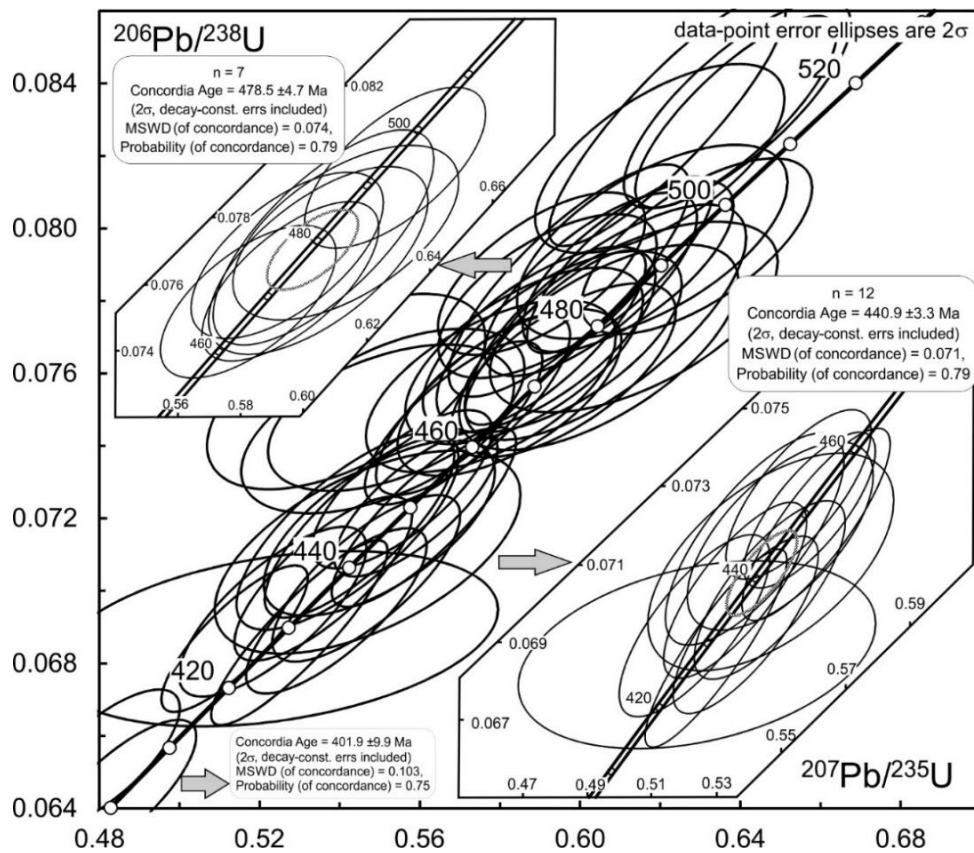


Abbildung 3.21: Detaillierte Übersicht zu den Analysenergebnissen der Alter der Probe WP8 im Bereich 520 Ma bis 400 Ma mit Maxima im Ordovizium (oben: Tremadocium und unten: Grenze Rhuddanium/Aeronium)

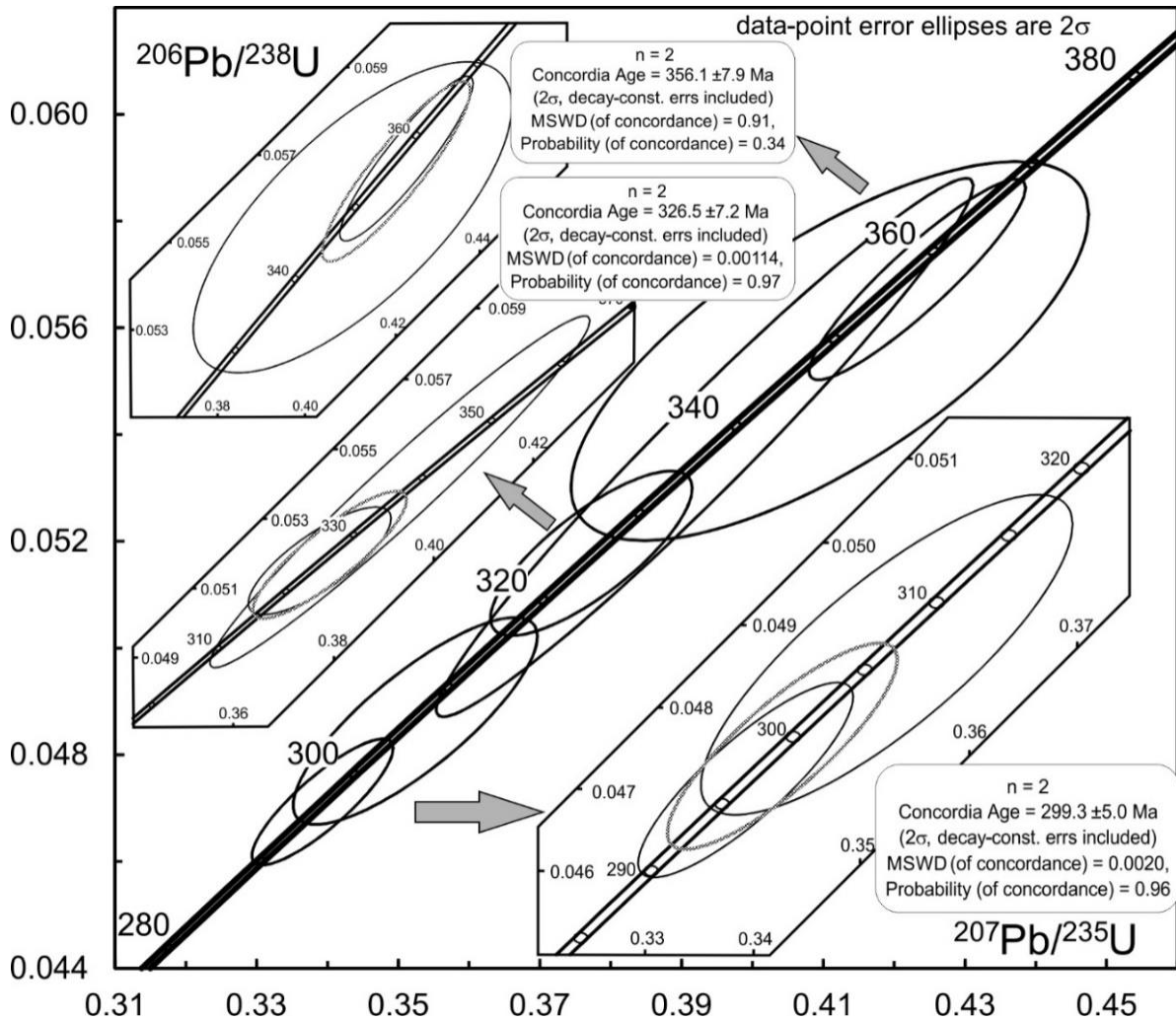


Abbildung 3.22: Übersicht der Analysenergebnisse der konkordanten Alter der Probe WP8 im Karbon mit jeweiligen Detailausschnitten. Man beachte die Mehrphasigkeit der Kristallisationsalter. Die Maxima befinden sich im Tournai, im Serpukhovium und im obersten Karbon, im Gzhelium.

So ist die erste Häufung aus zwei Messungen mit einem MSWD von 0,91 bei $356,1 \pm 7,9$ Ma und eine weitere mit einem MSWD von 0,00114 bei $326,5 \pm 7,2$ Ma zu verzeichnen. Das Alter von 356 Ma ist mit Vorsicht und eher als Anhaltspunkt zu betrachten, da der Grad der Konkordanz nach der Berechnung nur bei 0,34 liegt. Das jüngste Alter wurde mit $299,3 \pm 5,0$ Ma bei einem MSWD von 0,002 ermittelt. Diese Alter konnten zum einen in regulären Kristallen ohne ererbten Kern (WP8 12 A10, WP8 5 A51, WP8 78 A31), zudem auch in Anwachssäumen (WP8 9 A6, WP8 7 A2, WP8 44 A39) gefunden werden. Auch in dieser Probe gilt, dass das Maximum bei $299,3 \pm 5,0$ Ma als Kristallisationsalter und somit auch als Intrusionsalter des Granitgangs interpretiert wird.

Die Histogramme in Abbildung 3.23 zeigen die relative, wahrscheinliche Altersverteilung der konkordanten U-Pb-Daten. Im rechten Diagramm kann man bei dieser Probe drei Maxima innerhalb des Zeitabschnittes von circa 280 Ma bis 380 Ma erkennen. Erstmals ist auch ein Intrusionsalter knapp unterhalb von 300 Ma angesiedelt. Diese Alter sind ein entscheidender Hinweis zur Klärung der Fragestellung dieser Arbeit.

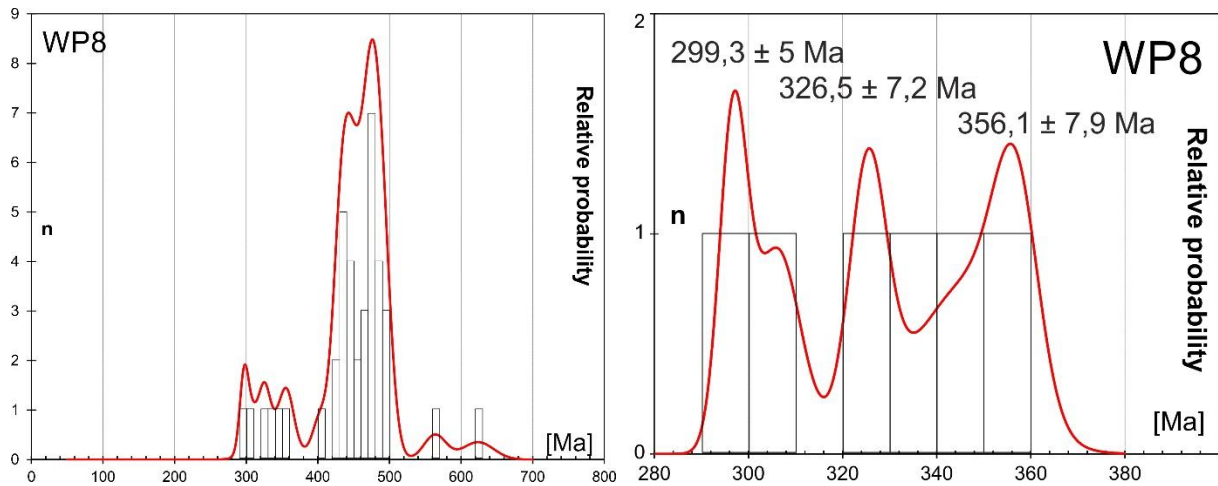


Abbildung 3.23: Histogramme mit der Darstellung der relativen Wahrscheinlichkeiten der Altersverteilung der konkordanten Daten. Links die Abbildung des gesamten Spektrums der Probe, rechts der, für die Fragestellung dieser Arbeit wichtige, vergrößerte Abschnitt zwischen 280 Ma und 380 Ma mit den wichtigen Altersmaxima. Das Alter 356 Ma ist aufgrund eines höheren MSWD und geringem Konkordanzgrad unter Vorbehalt zu betrachten.

3.8. Probe WP9

3.8.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP9

Der Aufschluss WP9 befindet sich ungefähr 750 m östlich vom nördlichen Ortseingang L'Hospitalet-près-l'Andorre am Wanderweg GR 107C am Osthang des Pic de Querforc in 1650 m Höhe. Die granitischen Gesteine konnten auf einer Ausbissbreite von nahezu 6 m als Gang innerhalb von Biotit-Orthogneis verfolgt werden. Insgesamt zeigte sich das Gestein eher massig, allerdings ließen diverse Klüfte und Scherbahnen den Eindruck entstehen, dass das Gestein mit einem steilen Einfallen ansteht (Abb. auf Tafel 13 im Anhang xiii).

Die Verwitterungsfarbe des Gesteins ist mittelgrau mit ocker-orange Färbungen und bis zu rotbraunen Färbungen. Im Anschlag zeigt sich eine hell- bis mittelgraue Farbe mit leichtem bläulichen Schimmern. Darin fallen die hellrosa erscheinenden Feldspäte ins Auge. Es sind außerdem schwarze und weitere rötliche Granate vorhanden. Die makroskopisch bestimmte Mineralzusammensetzung zeigt einen Bestand von 20-25 % magmatischem Quarz, 60 % weißem bis hellbläulichem und hellrosa Feldspat, 8 % silbrig glänzendem Muskovit, 7 % schwarzem und bronzefarben glänzendem Biotit und 1-2 % rotem bis rotbraunem Granat. Bei dem holokristallinen Gefüge sind Kristallgrößen von 1 mm bis 3 mm die Regel, vereinzelt können Biotite auch 5 mm erreichen. Insgesamt erscheint das Gestein recht gleichkörnig.

Eingeregelte, plattige Biotite weisen auf eine recht weitständige, unregelmäßige Foliation hin. Außerdem können vereinzelt eng begrenzte Scherbänder mit mehreren Zentimetern Länge vorkommen.

Die Auswertung des Dünnschliffs (Abb. auf Tafel 14 im Anhang xiv). ergab eine näherungsweise Mineralzusammensetzung von 23 % Quarz, 30 % Mikroklin, 25 % Orthoklas, 5 % Plagioklas, 8 % Muskovit und 7 % Biotit. Die restlichen 2 % teilen sich Granat, Sillimanit und opake Phasen. Zirkon ist ebenfalls in akzessorischen Mengen enthalten. Die Quarze zeigen ein undulöses Auslöschen. Subkornbildung und Rekristallisation sind ebenso zu beobachten, wenn auch nicht ganz so ausgedehnt wie in den bisher beschriebenen Proben. Bei den Feldspäten sind wiederum sowohl perthitische Entmischungen als auch Myrmekite zu sehen.

Im Dünnschliff ist die Foliation in den Glimmer-reicheren Partien sehr gut ausgeprägt. Im Gegensatz dazu stehen die Bereiche mit höherer Quarz-Feldspat-Konzentration, in denen eine Foliation eher nicht nachzuvollziehen ist. Somit kann man die Art der Foliation als *spaced foliation* mit *microlithons* einstufen. In den Bereichen gut ausgeprägter Foliation treten auch Scherbänder auf.

3.8.2. Ergebnisse WP9

Aus dieser Probe konnten, trotz doppelter Probenmenge, die aufbereitet wurde, nur 28 Zirkone gewonnen werden. Die zum Teil farblosen oder gelblich bis leicht bräunlich durchscheinenden Einzelkristalle sind zwischen 100 µm bis höchstens 150 µm groß und besitzen Längen-Breitenverhältnisse von 1,5:1 bis maximal 2,5:1. Ein Drittel der Kristalle liegt nur unvollständig als Fragment vor. Der Urangehalt der Zirkone dieser Probe liegt im Schnitt bei 500 ppm bis 1300 ppm.

Die KL-Aufnahmen (Tafel 42/Anhang xlii) zeigen elf Zirkone, die jeweils einen xenokristallinen Kern aufweisen, welcher entweder eine regelmäßige magmatische Zonierung (WP9 15 - oszillatorisch, WP9 16 – weitständig) oder eine fleckige Zonierung mit starken Resorptionserscheinungen aufweist (Bsp.: WP 9 14, WP9 12). Um diese Kerne ist immer ein schwarzer und somit Uran-reicher Saum zu sehen, der in einem Fall ebenfalls weitständig zoniert ist (WP9 15), in allen weiteren, wenn erkennbar, höchstens eine fleckige (*patchy*) Zonierung besitzt. Alle weiteren Zirkone sind, aufgrund ihrer Schwarzfärbung Uran-reich und zeigen ausschließlich fleckige (*patchy*) Zonierungen.

Es wurden 30 Messungen an 28 Zirkonen durchgeführt, von denen 16 als konkordant berechnet wurden. Wenn ererbte Kerne gemessen wurden, so waren die Ergebnisse alle diskordant. Eine Diskordia mit einer verwertbaren Aussagekraft konnte nicht errechnet und konstruiert werden. Die zwei ältesten konkordanten Daten können mit 764 ± 23 Ma und 516 ± 22 Ma bestimmt werden. Das nächst jüngere Nebenmaximum wird von Altern aus drei Zirkonen, mit einem MSWD von 0,49 bei $449,2 \pm 8,7$ Ma gebildet (Abb. 3.24). In dem entscheidenden Bereich zwischen 400 Ma und 300 Ma konnten drei Maxima bestimmt werden. So wurde ein einzelnes konkordantes Alter bei 385 ± 15 Ma mit einem sehr kleinen MSWD von 0,0039 berechnet. Es gibt zwar noch ein Alter bei 395 Ma, dieses

hat allerdings nur eine Konkordanz-Genauigkeit von 92 %. Bei der Berechnung mit beiden Altern (385 Ma, 395 Ma) ist ein schlechter MSWD von 2,2 bei einem Alter von $392,5 \pm 9,7$ Ma zugegen, so dass dieses Alter verworfen wurde. Das nächste Maximum findet sich bei $356,5 \pm 7,3$ Ma und hat einen MSWD von 0,039 (Abb. 3.25 links). Das Maximum mit dem jüngsten Alter dieser Probe liegt mit einem etwas schlechteren MSWD von 0,24 bei $327,9 \pm 5,6$ Ma (Abb. 3.25 rechts). Beide Maxima werden von jeweils fünf Zirkonaltern gebildet.

Da sich die jüngsten Alter auf Anwachssäume (WP9 2 A5, WP9 9 A10) und Zirkone ohne ererbten Kernbereich verteilen (WP9 6 A2, WP9 18 A21, WP9 1 A1) wird ein Intrusionsalter dieses Granitgangs von $327,9 \pm 5,6$ Ma vermutet.

Die Abbildung 3.26 zeigt die wahrscheinliche, relative Altersverteilung der konkordanten Alter der Probe. Interessant ist das Fehlen des Alters um 300 Ma in dem Histogramm mit dem vergrößert dargestellten Abschnitt von 300 Ma bis 390 Ma (Abb. 3.26 rechts), welches in den bisher beschriebenen Proben auftritt.

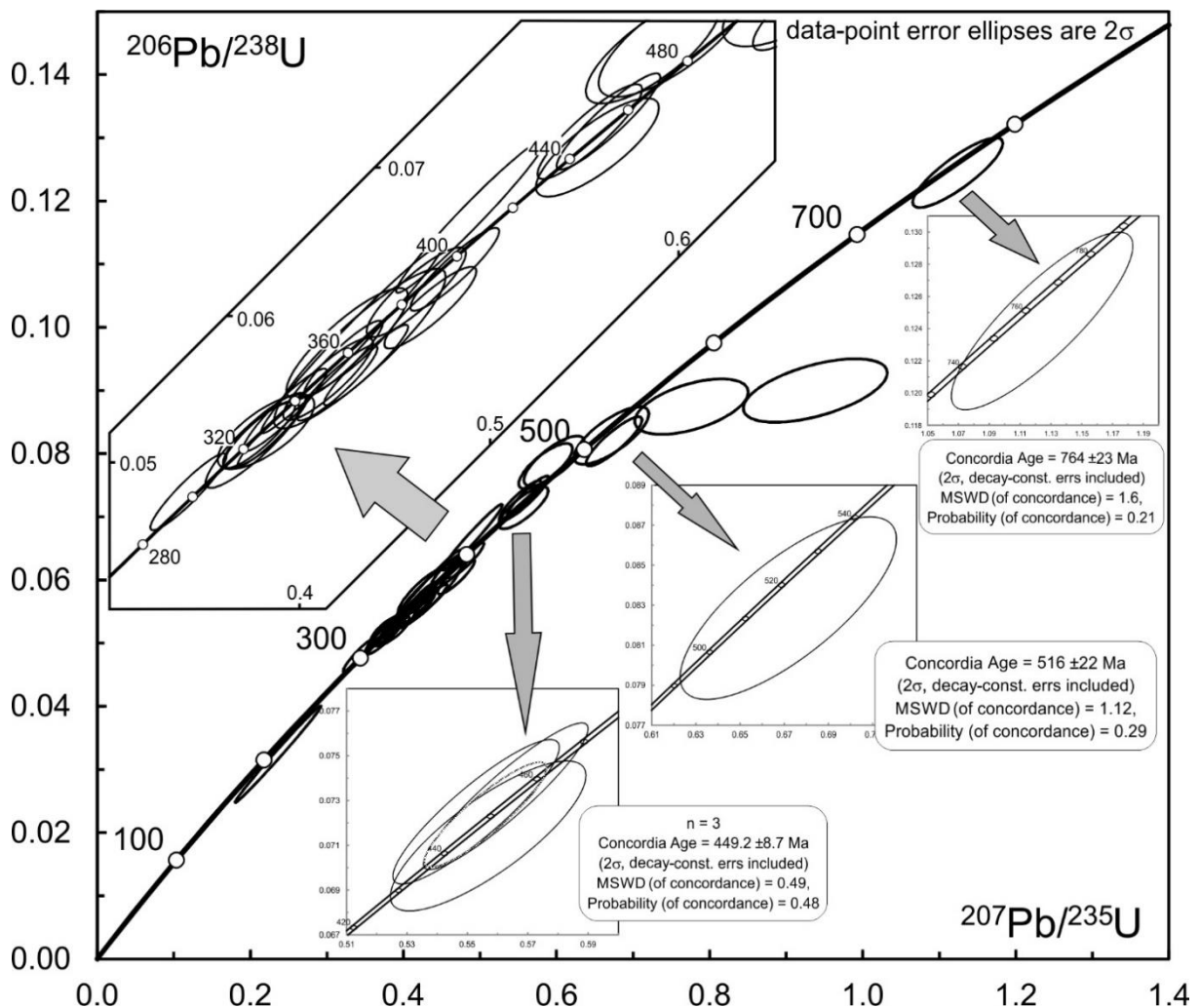


Abbildung 3.24: Gesamtübersicht der Analyseergebnisse der Probe WP9 und konkordanten Altern der ältesten Zirkone, die hierbei zum einen neoproterozoisch bis spätdcadomisch sind, zum anderen wiederum die ererbten ordovizischen Alter (Katium) aufweisen.

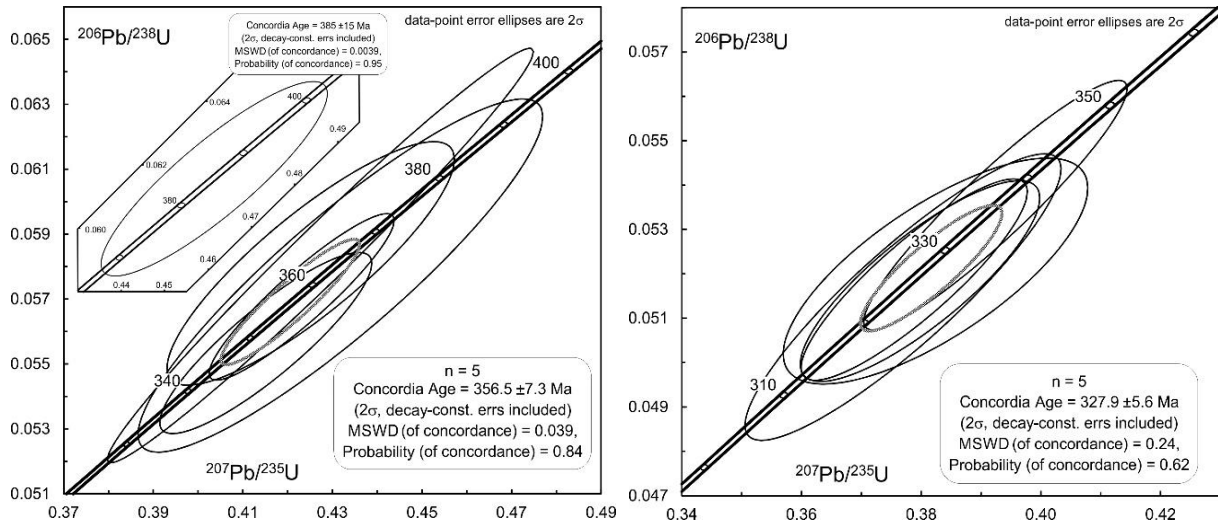


Abbildung 3.25: Detaillierte Konkordiadiagramme mit Altersmaxima im unteren Karbon (Tournai) und einem devonischem Einzelalter (Givet) (links) und einem Maximum im oberen Unter-Karbon (Serpukhovium) (rechts)

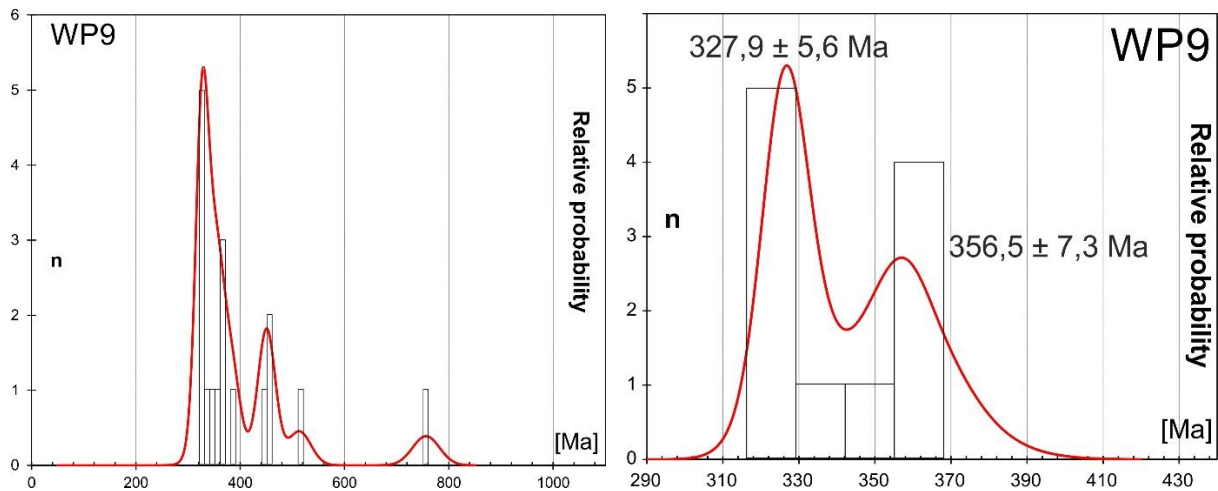


Abbildung 3.26: Histogramme mit der Darstellung der relativen Wahrscheinlichkeiten der Altersverteilung der konkordanten Daten. Links die Abbildung des gesamten Spektrums der Probe, rechts der, für die Fragestellung dieser Arbeit wichtige, vergrößerte Ausschnitt zwischen 300 Ma und 390 Ma mit den wichtigen Altersmaxima.

3.9. Probe WP12

3.9.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP12

Im Gegensatz zu den vorherigen Proben befindet sich der Aufschluss WP12 im Bereich des Aston-Doms. Der deformierte, granitische Gang, der in Teilen eine pegmatitische Ausbildung aufweist, intrudierte in Metapelite, also Hüllgesteinen des Aston-Domes. Er ist 2,5 km südsüdöstlich von der Ortschaft Gestières und 200 m nordwestlich des Höhenpunktes 1372 m auf einer Höhe von 1300 m lokalisiert worden (Abb. auf Tafel 15 im Anhang xv).

Die Verwitterungsfarbe des Gesteins ist orange bis rötlich-braun. Im Anschlag zeigt sich dann eine hellorange bis hellgraue Farbgebung, wobei auch vereinzelt schwarze Minerale zu sehen sind. Die Kristallgrößen können stark variieren. Zum einen sind sie zwischen 1 mm bis 3 mm groß, können aber, bei pegmatitischer Ausbildung, Größen von bis zu 2 cm erreichen. Es können selten auch einzelne größere Feldspäte (1 cm) innerhalb der sonst klein- und gleichkörnigen Bereiche auftreten. Das Mineralgefüge ist als holokristallin zu bezeichnen. Die Mineralzusammensetzung stellt sich wiederum ähnlich der vorangehenden Proben dar. So kann man ungefähr 20-25 % magmatischen Quarz, circa 60-65 % weißen sowie schwach orangenen Feldspat und knapp 15 % Glimmer, mit etwas mehr silbrigen Muskovit als schwarzen Biotit, identifizieren.

In den feinkristallinen Bereichen ist eine schlecht ausgebildete, nicht penetrative Foliation anhand eingeregelter Biotite zu erkennen. In den grobkristallinen pegmatitischen Bereichen ist solches nicht zu beobachten. Im Aufschluss ist zu erkennen, dass der granitische Gang insgesamt deformiert wurde, indem er durch Scherbahnen, deren Verlauf nahezu der Orientierung der Foliation des Nebengesteins entspricht. Er wurde in einzelne Segmente geschert und zeigt sich im gesamten Erscheinungsbild als bogenförmige Struktur. Die einzelnen Segmente wiederum wurden intern im 10er Zentimeterabstand, je nach Position im Gang, sinistral, wie auch dextral gegeneinander versetzt. (Abb. auf Tafel 15 im Anhang xv).

Im Dünnschliff kann der Mineralbestand von etwas mehr als 20 % Quarz, 65 % Feldspat, wobei auch in dieser Probe reichlich 90-95 % Kalifeldspat und 5-10 % Plagioklas anteilig sind und 10-12 % Glimmer identifiziert werden. Die Glimmerfraktion ist mit einem Verhältnis 60 % Muskovit und 40 % Biotit aufgeteilt. Die Biotit-Minerale sind zum großen Teil chloritisiert. Die Feldspäte zeigen perthitische Entmischungsstrukturen sowie vermehrt Myrmekite. Ein undulöse Auslösen von Quarz ist ebenso zu beobachten wie Subkornbildungen. Deformationslamellen lassen sich vereinzelt auch in Glimmern und Feldspäten beobachten (Abb. auf Tafel 16 im Anhang xvi).

Eine gut ausgeprägte Foliation ist in dieser Dünnschliffprobe nicht zu sehen. Allerdings lässt sich insgesamt über den Schliff verteilt eine ansatzweise Einregelung von einzelnen Glimmern erkennen. Scherbänder, wie in vorangegangenen Proben, konnten nicht identifiziert werden.

3.9.2. Ergebnisse WP12

Die meist farblosen bis leicht bräunlichen Zirkone dieser Probe besitzen Größen von 150 µm bis 230 µm. Das Längen-Breitenverhältnis ist in den meisten Fällen 2:1, kann sich aber in wenigen Fällen auch bei 1:1 oder 3:1 liegen. Eine hervorstechende Charakteristik der Kristalle dieser Probe ist die auffällige angedeutete Kantenrundung, so dass die überwiegende Anzahl der Zirkone mit einer hypidiomorphen

Ausbildung vorliegt. Mitunter kann die äußere Erscheinungsform xenomorph entwickelt sein. Die Urangehalte liegen meist zwischen 10 ppm und 250 ppm, in Einzelfällen zwischen 500 ppm und 920 ppm.

In den KL-Aufnahmen (Tafeln 43-48/Anhang xliii-xlviii) lassen sich unter anderem komplex gewachsene Zonierungen mit lokalen Resorptionen ausmachen (Bsp.: WP12 1 A1/2, WP12 28 A58 WP12 44 A12/13). Eine weitere Gruppe weist regelmäßige magmatische Wachstumszonierung auf (Bsp.: WP12 19 A5, WP12 35 A14, WP12 93 A24, WP12 135 A28, WP12 80 A23). Einen weiteren bedeutenden Anteil besitzen die Zirkone mit einem xenokristallinen Kern (Bsp.: WP12 11 A16, WP12 58 A21/22, WP12 54 A51/51, WP12 85 A44). Die Kerne sind zumeist in einem guten Zustand und weisen nur in Ausnahmen Resorptionen auf. Durch ihre meist gerundete xenomorphe Form ist hier von detritischen Kernen auszugehen. Die jeweiligen Anwachsäume sind wiederum zum größten Teil magmatisch, regelmäßig zoniert. Es gibt Ausnahmen, wie zum Beispiel den Uran-armen Saum in WP12 54 A51 und den Uran-reichen in WP12 45 A44, welche eine fleckige (*patchy*) bis konvolute Zonierung aufweisen. Einzelne Kristalle zeigen sowohl sehr schmale (2 μm bis 5 μm) Uran-arme als auch Uran-reiche Anwachsäume, wobei diese zum Teil auch in Kombination vorkommen können (Bsp.: WP12 66 A47, WP12 103 A39, WP12 134 A27).

Bei dieser Probe wurden 60 Messungen an 54 Zirkonen vorgenommen, wobei 39 Messungen konkordant ausfielen. Es konnten neun Bereiche mit konkordanten Altern errechnet werden. Die mit den ältesten Ergebnissen finden sich bei 2889 ± 22 Ma (Mesoarchaikum), 2624 ± 18 Ma (Neoarchaikum) und 1972 ± 35 Ma (Paläoproterozoikum: Orosirium) (Abb. 3.27). Das nächste Maximum (Abb. 3.28 links), gebildet aus neun Messungen, wird bei 985 ± 14 Ma gebildet und ist somit neoproterozoischen Alters (Tonium). Die drei folgenden Maxima befinden sich auf der Konkordia dicht beieinander und wurden aufgrund von Berechnungen mit einem guten MSWD detektiert. Sie liegen jeweils bei 680 ± 7 Ma (sechs Messungen), 635 ± 5 Ma (10 Messungen) und 600 ± 6 Ma (acht Messungen) und sind damit ebenfalls noch im Neoproterozoikum (Cryogenium/Ediacara) angesiedelt (Abb. 3.28 rechts, Abb. 3.29). Die letzten beiden konkordanten Alter bestehen jeweils nur aus einer Messung. Zum einen wurde der Anwachsraum des Zirkons WP12 54 A51 mit einem Alter von 329 ± 13 Ma bei einer Konkordanz-Wahrscheinlichkeit von 98 % bestimmt, zum anderen konnte der Anwachsraum des Zirkons WP12 85 A44 mit einem Alter von $304,1 \pm 8,9$ Ma mit einer Konkordanz-Wahrscheinlichkeit von 96 % ermittelt werden (Abb. 3.30). Damit finden sich wieder zwei karbonische Alter die auf das Serpukhovium/Visé beziehungsweise Gzhelium/Kasimovium schließen lassen. Es ist zu beachten, dass in dieser Probe kein Maximum im Bereich des Ordoviziums auftritt.

Das jüngste Alter bei $304,1 \pm 8,9$ Ma ist durch die Einzelmessung relativ ungenau, wird aber als Intrusionsalter des Pegmatits interpretiert.

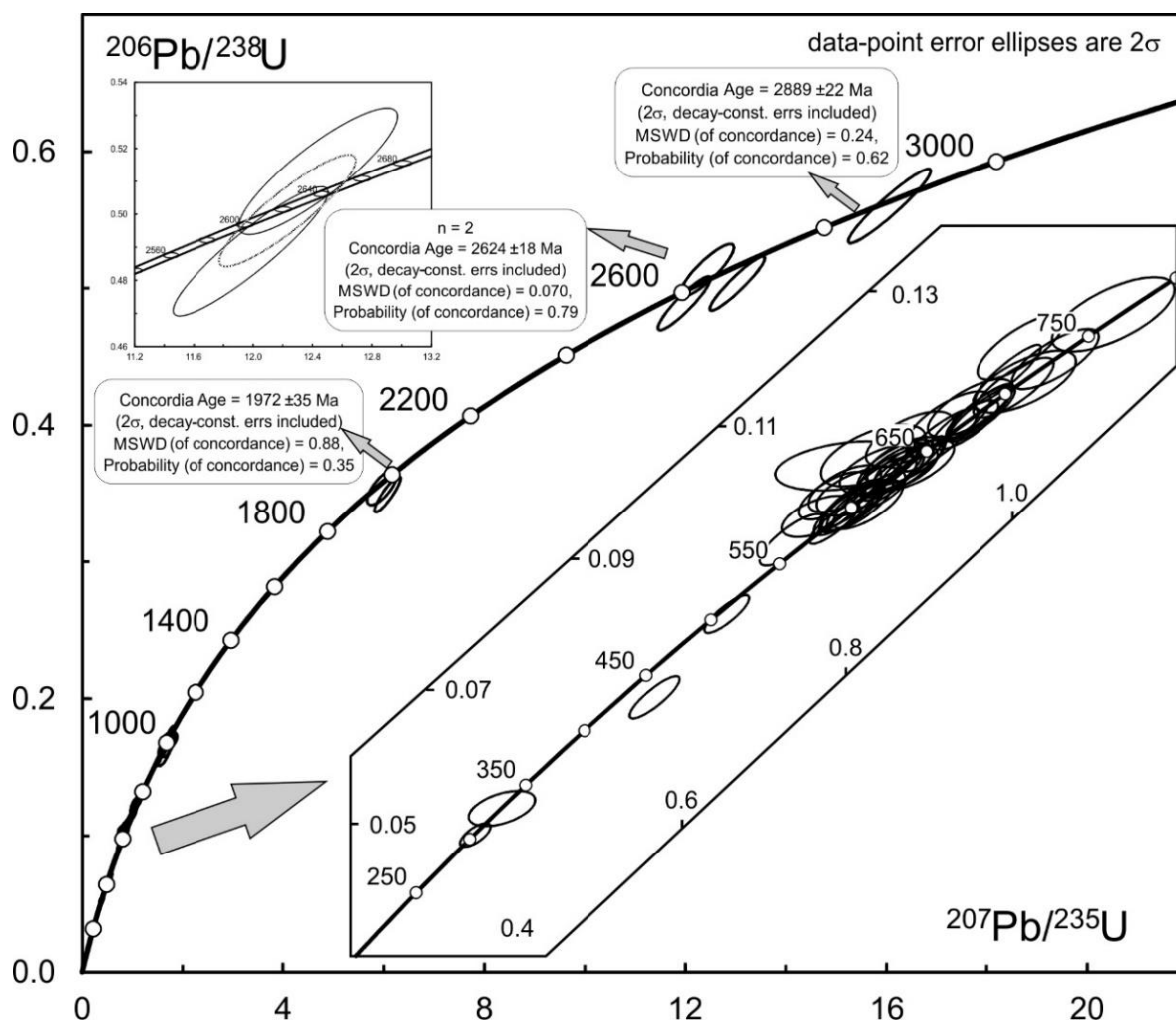


Abbildung 3.27: Gesamtübersicht der Analysenergebnisse der Probe WP12 und konkordanten Altern der ältesten Zirkone. Vergrößerter Ausschnitt zwischen 250 Ma und 750 Ma. Auffällig ist das Fehlen der sonst auftretenden ererbten ordovizischen Alter.

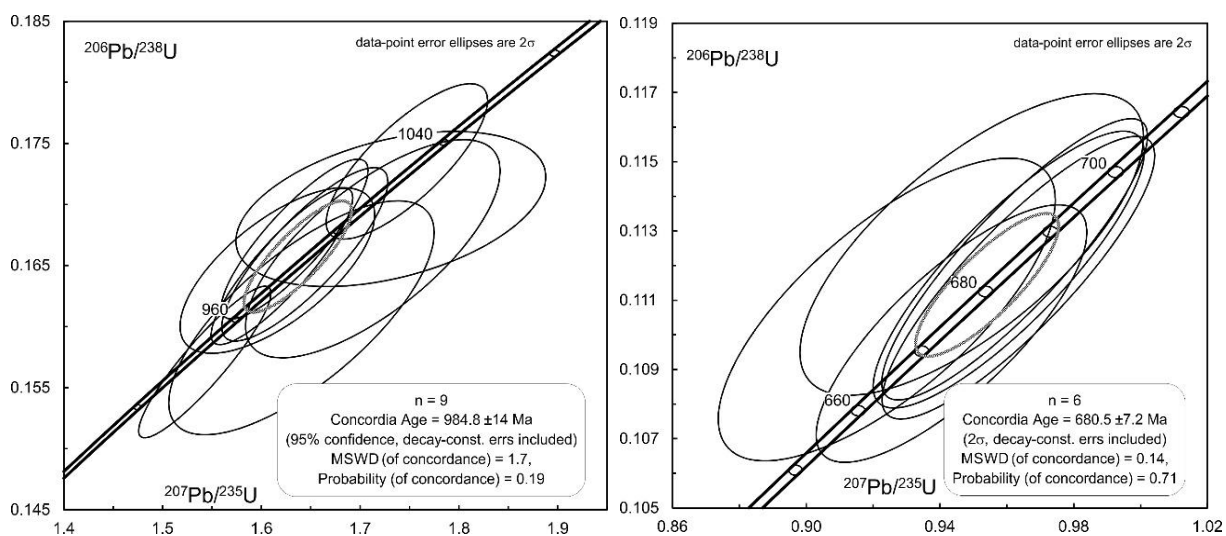


Abbildung 3.28: Detaillierte Konkordiadigramme mit Altersmaxima im Neoproterozoikum (Tonium) (links) und Cryogenium (rechts)

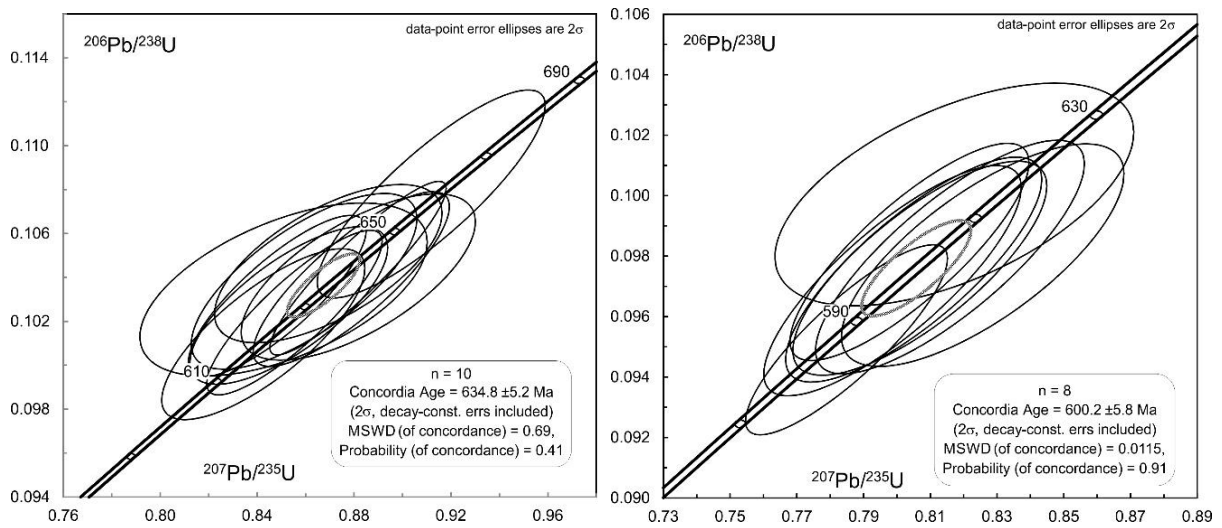


Abbildung 3.29: Detaillierte Konkordiadiagramme mit Altersmaxima im Neoproterozoikum. Beide Alter können im Ediacara eingeordnet werden, wobei das Alter der linken Darstellung knapp an der Grenze zum Cryogenium liegt.

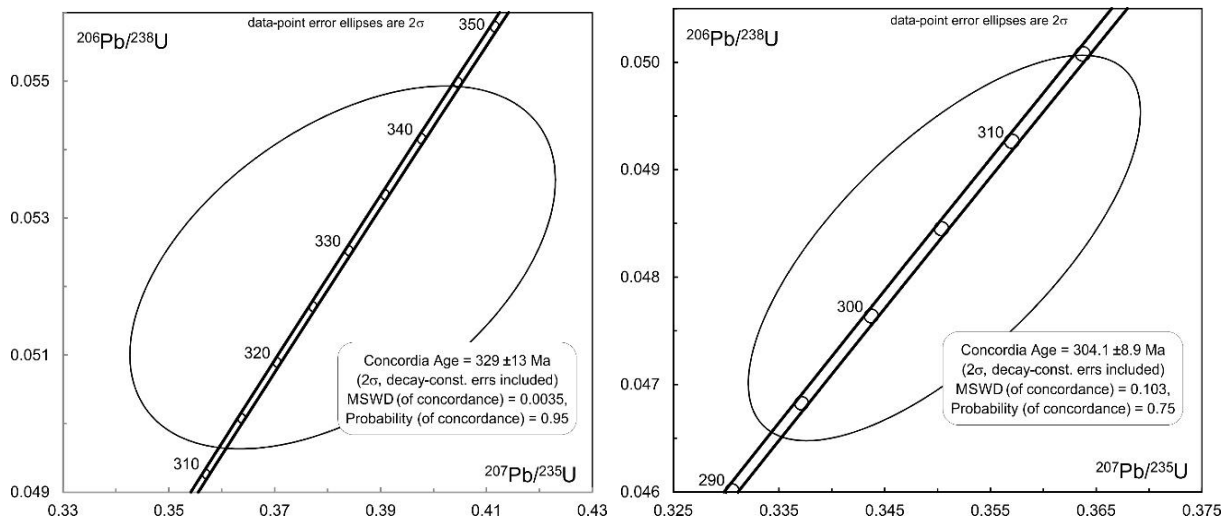


Abbildung 3.30: Detaillierte Konkordiadiagramme mit Altersmaxima im Karbon. In der linken Darstellung ist das Alter an der Grenze Visé/Serpukhovium, in der rechten ins Kasimovium einzuordnen.

Bei der Betrachtung der Histogramme in Abbildung 3.31 wird deutlich, dass in dieser Probe keine Zirkone mit ordovizischem U-Pb-Alter auftreten, die sonst in anderen beschriebenen Proben vorhanden sind. Dafür zeigen sich ein großes Maximum und ein Nebenmaximum mit cadomischen Altern sowie mehrere Zirkone mit archaischen und proterozoischen Altern. Der vergrößerte Bereich rechts in der Abbildung weist wiederum zwei Maxima im Zeitabschnitt von 300 Ma bis 330 Ma auf, der für die Einordnung der Hauptdeformationsphasen wichtig ist.

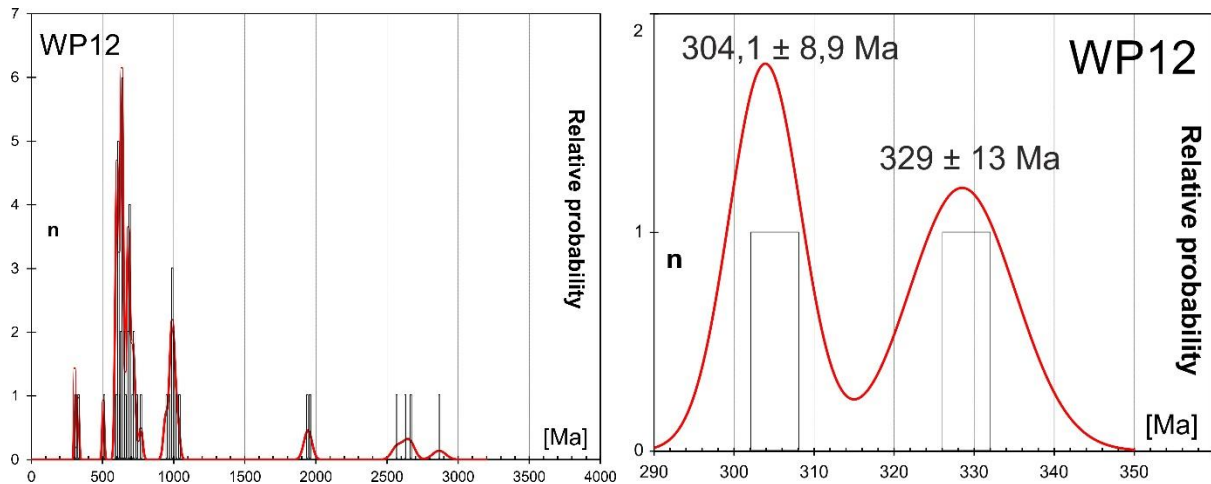


Abbildung 3.31: Histogramme mit der Darstellung der relativen Wahrscheinlichkeiten der Altersverteilung der konkordanten Daten. Links die Abbildung des gesamten Spektrums der Probe, rechts der, für die Fragestellung dieser Arbeit wichtige, hoch aufgelöste Ausschnitt zwischen 300 Ma und 350 Ma mit den wichtigen Altersmaxima.

3.10. Probe WP13

3.10.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung WP13

Ungefähr 2,25 km südöstlich des Parkplatzes auf dem Plateau de Beille auf circa 1700 m Höhe befindet sich der Aufschluss WP13, welcher strukturell ebenfalls innerhalb des Aston Doms, genauer inmitten des Aston-Orthogneises, liegt (Abb. auf Tafel 17 im Anhang xvii).

Der beprobte Aufschluss ist ein ungefähr 2,5 m breiter Pegmatitgang, dessen Verwitterungsfarbe ein mittleres Grau ist, der aber auch rotbraun sein kann. Im Anschlag zeigt das Gestein ebenfalls eine mittelgraue Farbe, kann aber auch bis hellgrau fast weißlich mit einem rosa Schimmer erscheinen. Die Kristallgrößen variieren sehr stark. So können sie in einigen Abschnitten 3 bis 6 mm sein, in anderen Bereichen wiederum kommen aber Kristalle mit Größen im Zentimeterbereich vor. Dies wird vor allem bei der Betrachtung der Glimmer und Feldspäte, anhand ihrer Spaltflächen, deutlich. Das Gefüge ist auch hier als holokristallin auszumachen. Es lassen sich circa 20-25 % magmatischer Quarz, 60-65 % Feldspat, wobei der größte Teil davon hellrosa bis fast hautfarbener Alkalifeldspat und nur maximal 10 % weißer Plagioklas sein dürfte und um die 10-15 % Glimmer identifizieren. Bei den Glimmern handelt es sich, bis auf Ausnahmen von schwarzem und bronzefarbenem Biotit um den silbrig glänzenden Muskovit. Außerdem ist in kleinsten Mengen ($\pm 1\%$) auch schwarzer Turmalin im Gestein enthalten. Eine Foliation oder weitere Deformationsstrukturen sind nicht zu erkennen. Aufgrund der Grobkörnigkeit und der nicht offensichtlichen strukturellen Elemente wurde von einer Dünnschliff-Präparation abgesehen. Allerdings lässt sich die geochemische Zusammensetzung über die RFA-Analyse (siehe Kapitel 4.1.) mit denen der anderen Proben vergleichen.

3.10.2. Ergebnisse WP13

Aufgrund der markanten Größenunterschiede wurden die Zirkone dieser Probe auf zwei Mounts verteilt. Die Zirkone mit Größen von im Schnitt 450 μm bis maximal 0,75 mm befinden sich auf dem einen Mount mit Bezeichnung WP13g, die mit Größen von 250 μm bis 350 μm auf dem Mount mit Bezeichnung WP13k. Die Längen-Breitenverhältnisse bewegen sich in der Regel zwischen 2:1 und 3:1. Die meisten Zirkone sind braun gefärbt und undurchsichtig, wenige können im Randbereich, trotz bräunlicher Färbung, noch durchscheinend sein. Zudem zeigen die Kristalle oft Risse und im KL-Bild alterierte, ausgeheilte Frakturen. Dies sind Anzeichen einer ausgeprägten Metamiktisierung.

Das Sichtbarmachen von internen Strukturen bei den KL-Aufnahmen (Tafeln 49-54/Anhang xlix-liv) konnte nur unter hohem Energieaufwand erreicht werden, da alle Zirkone einen sehr hohen Urangehalt aufwiesen und sich mit einer tiefschwarzen Färbung präsentierten. Im Normalfall bewegt sich die Urankonzentration zwischen 20 ppm bis circa 1200 ppm, bei dieser Probe allerdings zwischen 2000 ppm bis 7100 ppm. Es treten im Wesentlichen drei Arten der Zonierung auf. Zum größten Teil sind die Kernbereiche konvolut ausgebildet (Bsp.: WP13g 6 A10, WP13k 14 A9, WP13k 57 A30). Oftmals gesellen sich Anzeichen von lokalen Rekristallisationen dazu (WP13k 18 A14, WP13k 11 A4, WP13k 80 A38). Die Säume, soweit vorhanden, weisen in den meisten Fällen eine schwache und breite (*faint and broading*) magmatische Zonierung auf. Diese Ausbildungen sind laut CORFU et al. (2003) Anzeichen für späte bis postmagmatische Rekristallisationen von Zirkonen. Es existieren außerdem völlig unzonierte, homogene Zirkone, wie zum Beispiel WP13g 11 A30 oder WP13k 70 A60. Einige wenige Kristalle weisen regelmäßige, magmatische schwache und breite (*faint and broading*) Zonierung auf (Bsp.: WP13g 3 A4/5, WP13 39 A27, WP13 82 A48/49).

Es wurden insgesamt 90 Messungen (30 bei WP13g; 60 bei WP13k) vorgenommen, von denen nur 43 nach Streichung der Ergebnisse mit hohen Fehlerraten (2σ) verwertet wurden (Anhang lxxix/lxxx, Tabellen X/XI). Nach Auswertung der Daten konnten nur drei konkordante Alter bestimmt werden, deren Maximum mit einem MSWD von 0,34 bei $297,2 \pm 3,8$ Ma liegt. Aus den weiteren, deutlich diskordanten Zirkonen konnte eine Diskordia mit dem bestmöglichen MSWD von 3,8 berechnet werden, deren oberer Schnittpunkt mit der Konkordia bei 342 ± 11 Ma liegt (Abb. 3.32). Dieses Ergebnis wurde erreicht, indem der untere Schnittpunkt, der bei den ersten Berechnungen im negativen Bereich lag, auf null geankert wurde. Dies bedeutet, dass von einem Bleiverlust, aufgrund der metamikten Ausbildung der Kristalle während der Aufbereitung ausgegangen wird. Würde der Pb-Verlust nicht auf die Präparation zurückfallen, so ist der obere Schnittpunkt der Diskordia und der Konkordia, mit einem MSWD von 3,0, bei 303 ± 20 Ma.

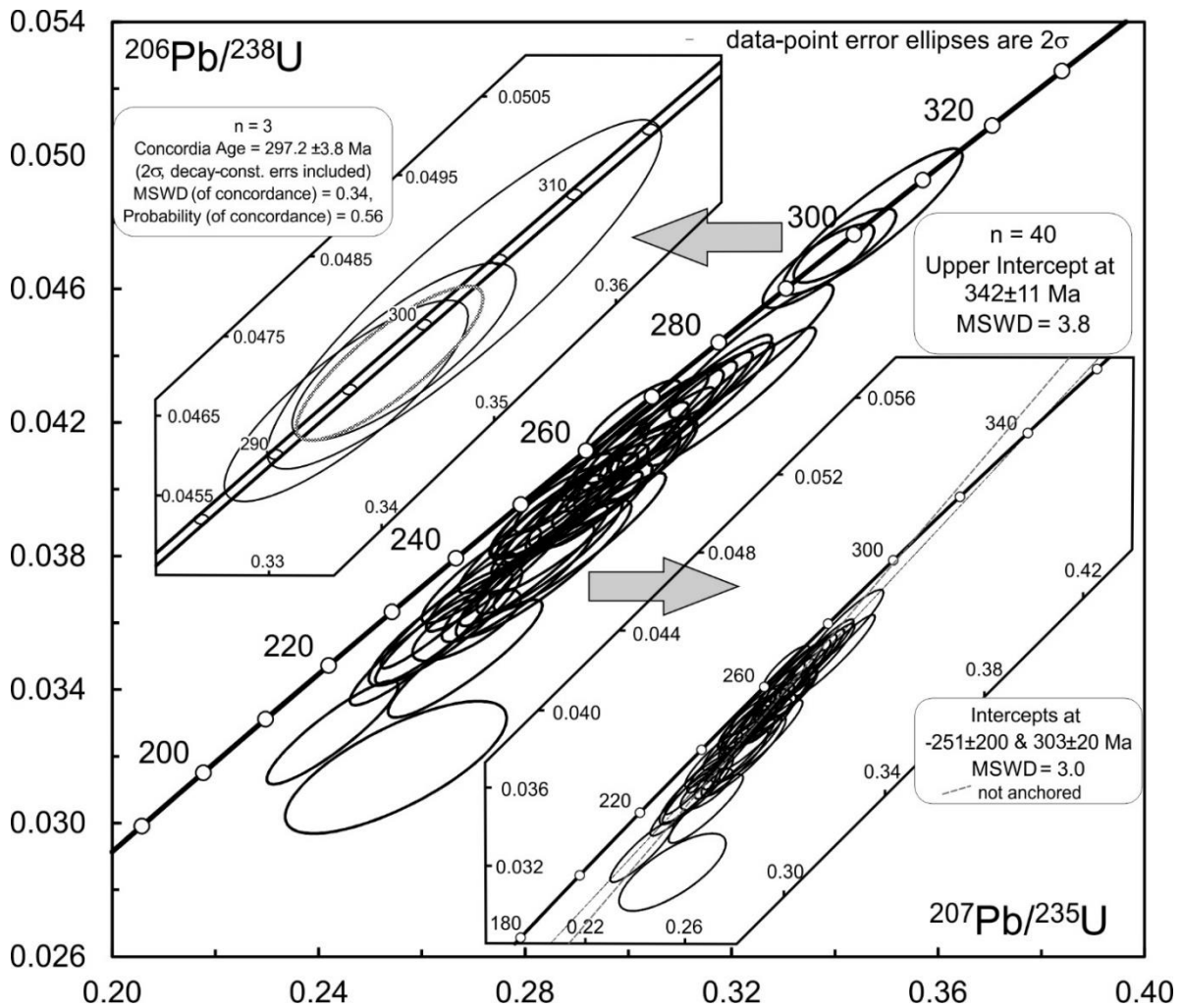


Abbildung 3.32: Gesamtübersicht der Analysenergebnisse der Probe WP13 und konkordanten Altern der Zirkone und der, über die Funktion „geankert“ (anchored), berechneten und konstruierten Diskordia (schwarz). Die graue Linie zeigt den Verlauf einer Diskordia, die nicht „geankert“ wurde.

Die Interpretation dieser Probe erweist sich als sehr schwierig, da es zum einen zu einer späten Alteration und somit, durch Öffnung des Systems, zum vollständigen Zurücksetzen des U-Pb-Verhältnisses oder einem massiven Pb-Verlust gekommen sein kann. Es kann sich bei den konkordanten Daten tatsächlich um ein spätes Kristallisationsalter des Pegmatits handeln. Da im Umfeld von Pegmatiten, respektive in diesen selbst, lange Zeit hydrothermale, liquidmagmatische Restlösungen zirkulieren können, ist eine späte oder nach der Kristallisation einsetzende ungleichmäßige Alteration der Zirkone sehr wahrscheinlich. Dies würde sowohl die sehr hohe Anzahl an diskordanten Altern als auch das Fehlen von ererbten Zirkonen oder weiteren Zirkonen mit höheren Altern erklären, wie sie in allen vorherigen Proben vorhanden sind. Dass dies möglich ist, zeigen diverse Arbeiten von Autoren, wie zum Beispiel SINHA et al. (1992), VAVRA et al. (1999), RIZVANOVA et al. (2000) und GEISLER et al. (2007). Diese Problematik wird bei der Interpretation der folgenden Probe noch einmal aufgegriffen. Es ist auch möglich, dass die magmatische Intrusion entweder kein Nebengestein oder selbiges vollständig assimilierte. Dies ist in Hinsicht auf die bereits beschriebenen Proben eher

fraglich. Das konkordante Alter von $297,2 \pm 3,8$ Ma wird als Kristallisationsalter, respektive als Alter der Intrusion des Pegmatits interpretiert.

Auf Abbildung 3.33 ist das Histogramm der Probe WP13 zu sehen. Da lediglich drei Zirkone konkordante U-Pb-Alter im gleichen Altersabschnitt aufweisen, kommt auch nur ein Maximum zustande. Das Alter in kursiv ist der berechnete, bestmögliche obere Schnittpunkt der Diskordia mit der Konkordia. Dies würde im besten Fall ebenfalls noch ein wahrscheinliches Altersmaximum ergeben. Dieser soll nur, anhand von statistischen Berechnungen, als möglicher Anhaltspunkt gewertet werden.

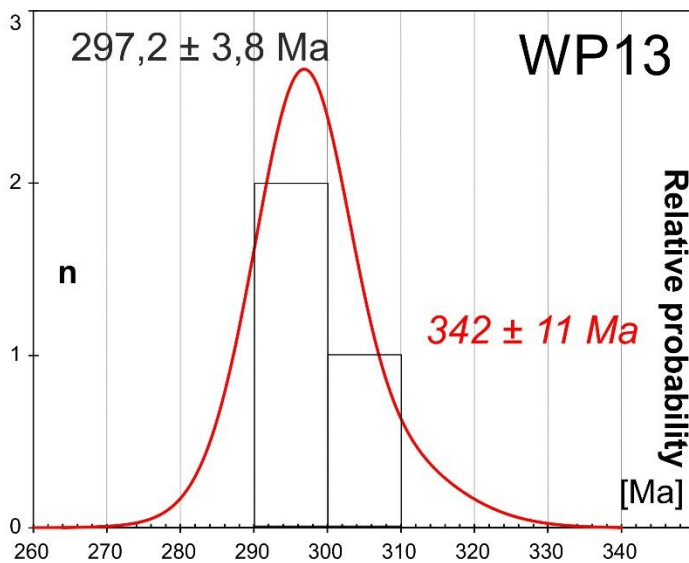


Abbildung 3.33: Histogramm mit der Darstellung der relativen Wahrscheinlichkeiten der Altersverteilung der konkordanten Daten. Dies ist die Abbildung des gesamten Spektrums der Probe WP13. Rot und kursiv ist der Wert des oberen Schnittpunktes der Diskordia mit der Konkordia der, aufgrund seiner vagen Stellung nur einen möglichen Anhaltspunkt bietet.

3.11. Probe ARCA

3.11.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung ARCA

Die Probe ARCA stammt aus einem Aufschluss auf 2180 m Höhe, knapp 700 m ost-nordöstlich von der oberen Seilbahnstation „La Coma“ auf 2200 m und 500 m nordwestlich vom „Tor von Arcalis“. Die Besonderheit dieses Granitoids ist, dass er, vermutlich als eingescherte Linse innerhalb von Biotit-Glimmerschiefern, mitten in der Mérens-Störungszone gelegen ist (Abb. auf Tafel 18 im Anhang xviii). Naheliegende Aufschlüsse und die geologischen Bedingungen und Besonderheiten selbiger werden detailliert bei MEZGER et al. (2012) beschrieben.

Das Gestein zeigt eine hellgraue, manchmal auch orange bis hellbraune Farbgebung in der Verwitterungsoberfläche. Im Anschlag zeigen sich, im insgesamt hellgrau erscheinenden Gestein, hellrosa und weiße bis hellgraue Feldspäte, eher weiße Quarzlagen sowie schwarze Biotite und silbrig glänzende, einzelne Muskovite. Das holokristalline Gestein zeigt Minerale mit Größen von 1 mm bis 3

mm, vereinzelt können größere Feldspäte beobachtet werden. Die Mineralanteile bestehen circa aus 20 % Quarz, 60-70 % Feldspäten und zwischen 10 % und 15 % Glimmer. Eine Foliation ist im Handstück zu erkennen.

Bei der Modalanalyse des Dünnschliffs bestätigt sich die Verteilung der Minerale. So konnte 20-23 % Quarz, 60-65 % Feldspäte und 12-15 % Glimmer bestimmt werden. Die Gesamtheit der Feldspäte kann in maximal 5 % Plagioklas, circa 15 % Mikroklin und 80 % Orthoklas unterschieden werden. Der Anteil von Glimmern besteht nur in geringsten Teilen aus Biotit (5-10 % vom Gesamtgehalt), welcher meist chloritisiert ist. Der Muskovit tritt, bis auf einige Ausnahmen, fast ausschließlich als Serizit auf. Es existieren zahlreiche zerbrochene Feldspäte, die auch in Dominostrukturen vorliegen. Zudem ist in den Quarzlagen eine ausgeprägte Subkornbildung sowie dynamische Rekristallisation zu beobachten. Die meisten Quarzminerale zeigen eine formbevorzugte Orientierung (SPO - *shape preferred orientation*). Durch die Quarzbänder ist eine gute Foliation in dem Schliff ausgebildet. Insgesamt erscheint das Schliffbild als protomylonitischer Alkaligranit (Abb. auf Tafel 19 im Anhang xix).

3.11.2. Ergebnisse ARCA

Die Zirkone dieser Probe wurden aufgrund des Größenspektrums auf zwei Mounts verteilt. So ist eine Gruppe mit Durchschnittsgrößen von 350 µm bis 400 µm, maximal 450 µm vertreten, die andere Gruppe enthält Zirkone mit Größen zwischen 200 µm und 250 µm. Zur Einschränkung muss bemerkt werden, dass die Kristalle fast ausschließlich als Fragmente vertreten sind. Ob dies ein Ergebnis der Probenaufbereitung ist, kann nicht beurteilt werden. Somit lassen sich nur in Einzelfällen Aussagen zum Längen-Breitenverhältnis treffen. Dieses beläuft sich zwischen 3,5:1 bis 6:1, was auf einen mehr stängelig ausgebildeten, prismatischen Habitus hinweist. Zudem sind die bräunlichen, aber noch durchscheinenden Kristalle oft intern zerbrochen.

In den KL-Aufnahmen (Tafeln 55-60/Anhang Iv-Ix) sind diese Brüche oft auch ausgeheilte, alterierte Frakturen, anhand des abweichenden Urangehaltes vom restlichen Mineral zu erkennen (Bsp.: ARCAg 6 A6, ARCAg 4 A3). Die Zirkone sind, bis auf sehr wenige Ausnahmen, größtenteils schwarz und zeigen somit einen hohen Urangehalt an. Dieser bewegt sich bei Gehalten von 2500 ppm bis 8800 ppm. Vereinzelt gibt es auch Konzentrationen von 500 ppm bis 1500 ppm. Sehr oft ist ein äußerst schmaler Uran-armer, nur wenige Mikrometer breiter Rand an den Mineralen zu beobachten. Bis auf wenige Ausnahmen von konvoluter Zonierung (ARCAk 16 B18, ARCAk 29 B25) ist sie im Allgemeinen eher schwach und breit (*faint and broadened*) ausgebildet. Alterationserscheinungen in der Umgebung von Frakturen können mitunter ausgeprägt sein. Sie finden sich übergreifend in den meisten Zirkonen wieder.

Die Daten dieser Probe weisen nicht solche hohen Alter auf, wie in den meisten vorhergehenden Proben. So findet sich ein Gesamtmaximum aller elf konkordanten Alter (95-105 % Konkordanz) mit einem MSWD von 0,087 bei $295,9 \pm 3$ Ma (Abb. 3.34). Bei Aufspaltung des perlenschnurartig erscheinenden Maximums in zwei getrennte (Abb. 3.35) wurde das Ältere mit einem Alter von $299,6 \pm 3,6$ Ma mit einem etwas schlechteren MSWD von 0,18 berechnet. Das jüngere Alter wurde mit einem sehr guten MSWD von 0,0035 bei $287,6 \pm 5,5$ Ma bestimmt. Aus weiteren 71 diskordanten Zirkonen konnte eine Diskordia berechnet werden, die mit dem besten MSWD von 0,95 einen oberen Schnittpunkt mit der Konkordia bei $332,3 \pm 4,7$ Ma aufweist (Abb. 3.34).

Die Interpretation der Daten erweist sich als schwierig, da die jeweiligen Lösungen mit einem Maximum oder zwei Maxima (Abb. 3.35) recht gute MSWD aufweisen. Der Autor tendiert zur Variante der zwei Maxima. Hier wird das Alter von $299,6 \pm 3,6$ Ma als Kristallisationsalter und somit auch als ein Intrusionsalter interpretiert. Das zweite Nebenmaximum aus drei Altern befindet sich bei $287,6 \pm 5,5$ Ma. Auch dieses Alter kann als jüngstes Kristallisationsalter interpretiert werden. Der Zustand aller Zirkone der Probe deutet vermeintlich auf eine Alterationssituation mit komplettem Zurücksetzen des U-Pb-Systems in den Zirkonen dieser Granitlinse hin. Es kann vermutet werden, dass das Gestein, auch aufgrund seiner Lage innerhalb der Mérens Scher- und Störungszone, längere Zeit unter Einfluss hydrothermalen Wässers stand. In diversen Arbeiten, von unter anderem SINHA et al. (1992), VAVRA et al. (1999) und RIZVANOVA et al. (2000), werden Möglichkeiten diskutiert, unter welchen Zirkone auch unter hydrothermalen Bedingungen einen Pb- und U-Verlust erfahren können. Die Bedingungen, bei denen die Autoren ihre erfolgreichen Experimente durchführten, belaufen sich auf Temperaturbereiche zwischen 300 °C und 600 °C, bei Drücken zwischen 4 und 6 kbar, allerdings in recht kurzen Zeiträumen (bis 720 h). Hierbei entstanden Reaktionssäume und Rekristallisationserscheinungen. Die Wässer waren dabei mit diversen Kationen und Anionen angereichert, um chemische Reaktionsprozesse, wie Redoxreaktionen oder Ionenaustausch zu induzieren. GEISLER et al. (2003) und GEISLER et al. (2007) beschrieben Experimente mit hydrothermalen Wässern verschiedener Zusammensetzung ab 175 °C. Diese Prozesse können auch bei der Interpretation von WP13 eine Rolle spielen. Die vor genannten Bedingungen (300 °C bis 600 °C) befinden sich im Bereich der Amphibolit- und Grünschieferfazies. Die Gesteine innerhalb der Mérens Scher- und Störungszone weisen einen hohen Grad an Chloritisierung auf (RÖLKE 2009; SCHNAPPERELLE 2009), was ebenfalls auf eine grünschieferfazielle Überprägung hinweist. Auch in der Probe selbst sind, wie oben beschrieben, chloritisierte Minerale enthalten. Diese retrograden Metamorphoseerscheinungen sollten jedoch alpidisch sein (MEZGER et al. 2012). Da die Zirkone ausgeprägt metamikt sind und somit wesentlich anfälliger gegenüber äußeren Einflüssen, liegt der Schluss nahe, dass eine Alteration mit beschriebener U-Pb-Rücksetzung und vermeintlich jungem Alter möglich ist.

Es gibt auch die Möglichkeit einer sehr späten Intrusion unter hoher Deformation in der Mérens Scher- und Störungszone bei circa 287 Ma, welche auch für die hohe Zahl der alterierten, metamikten und auch zerbrochenen Zirkone in dieser Probe verantwortlich sein kann. Der Autor präferiert diese Interpretation.

Die Abbildung 3.36 zeigt das Histogramm der konkordanten U-Pb-Zirkonalter der Probe ARCA. Aufgrund der Nähe der Maxima zueinander und der höheren absoluten Anzahl von konkordanten Altern um die 300 Ma zeigt das Histogramm nur einen Peak an. Das Maximum bei $287,6 \pm 5,5$ Ma wird daher nicht extra geplottet. Das rote, kursive Alter gibt den bestmöglich berechneten oberen Schnittpunkt der Diskordia mit der Konkordia an und kann ebenfalls als ein mögliches Maximum angesehen werden.

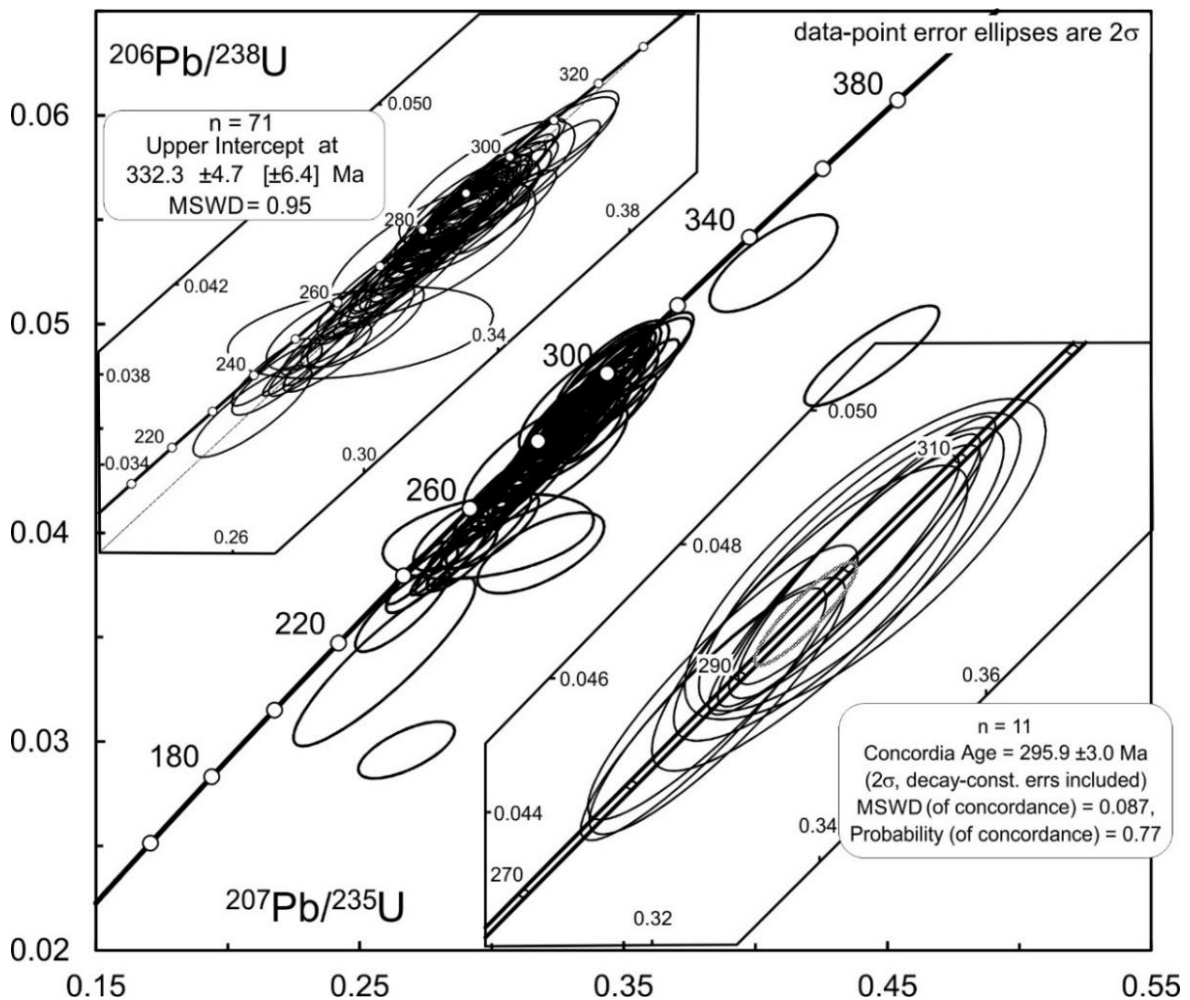


Abbildung 3.34: Gesamtübersicht der Analysenergebnisse der Probe ARCA und einem möglichem konkordanten Alter der Zirkone und der berechneten und konstruierten Diskordia.

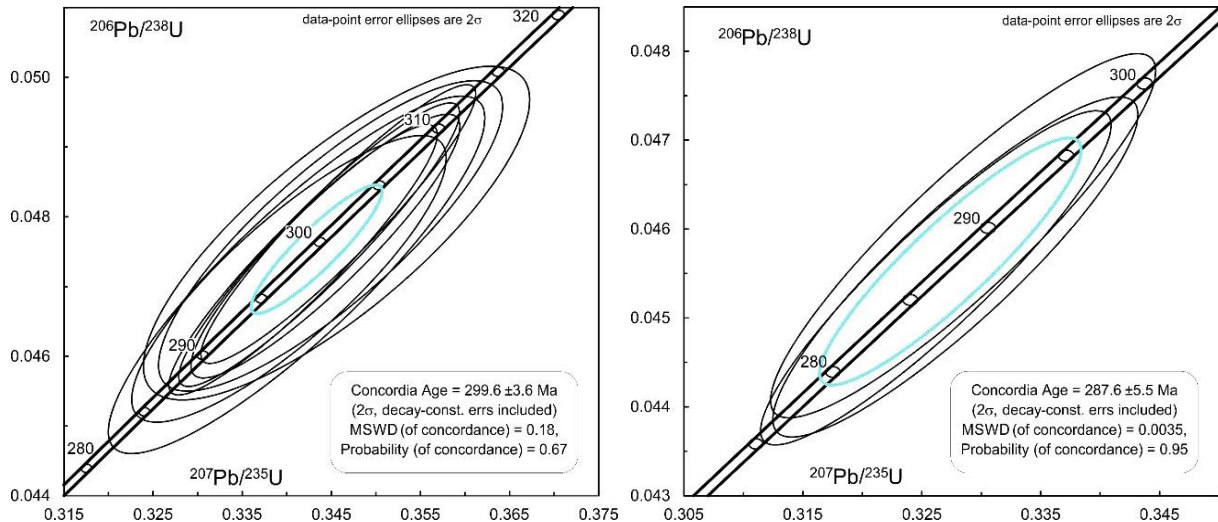


Abbildung 3.35: Detaillierte Darstellung der konkordanten Analysen von ARCA. Um einen besseren MSWD zu erreichen wurden das in Abbildung 3.34 errechnete Konkordiaalter noch einmal analysiert und nun zwei plausible Maxima daraus berechnet.

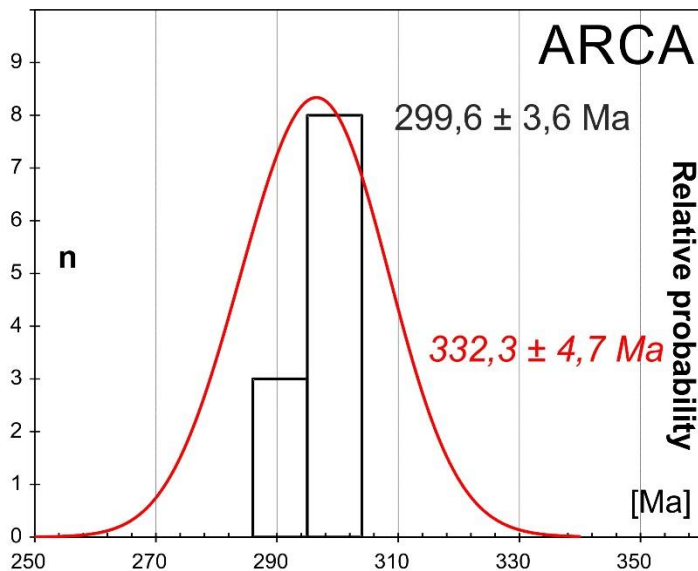


Abbildung 3.36: Histogramm mit der Darstellung der relativen Wahrscheinlichkeiten der Altersverteilung der konkordanten Daten. Dies ist die Abbildung des gesamten Spektrums der Probe ARCA. Rot und kursiv ist der Wert des oberen Schnittpunktes der Diskordia mit der Konkordia.

3.12. Probe AX

3.12.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung AX

Die Probenahme des Ax-Granits erfolgte an einem Straßenaufschluss der D25 ungefähr 220 m westlich der Staumauer des Lac de Campauleil auf 830 m Höhe. Diese Probe dient als Kontrollmessung für die schon veröffentlichten Alter von DENÈLE et al. (2007) (321 Ma) und DENÈLE et al. (2014) (306 Ma), wobei der Probenahmepunkt nicht identisch mit dem von DENÈLE et al. (2014) ist. Im Gegensatz zu allen anderen Proben ist diese Intrusion wesentlich größer und hat nicht nur den Charakter einer Gang-Intrusion, sondern eines kleineren Plutons, der in den Hospitalet-Orthogneis intrudierte.

Es handelt sich hierbei um einen Zweiglimmer-Granit mit gut 20 % Quarz, 10-15 % Glimmer und 60-65 % Feldspäten. Eine Deformation oder Foliation ist in dem insgesamt grau-rötlich bis bräunlich verwitterten, mitunter bis rosafarbenen Gestein nicht zu erkennen. Bei Anschlag ist das Gestein eher hell- bis mittelgrau. Der Granit erscheint holokristallin mit Kristallgrößen von mehreren Millimetern, welche bei Feldspäten zuweilen auch bis Zentimetergröße anwachsen können (Abb. auf Tafel 20 im Anhang xx).

Im Dünnschliff zeigt sich die Verteilung der Mineralkomponenten mit circa 20 % Quarz, knapp 10% Biotit, etwas weniger Muskovit (7 %), 5 % Plagioklas und circa 60 % Orthoklas, von dem wiederum mindestens 30 % als Mikroklin ausgebildet ist. Anteile von Muskovit sind serizitisch ausgebildet. Auffällig sind die fast Zentimeter großen, einfach verzwilligten Orthoklase und Mikrokline. Die Quarzminerale zeigen klare und stabile Kristallgrenzen. Subkornbildung oder dynamische Rekristallisationen sind nicht zu erkennen. Es tritt auch keinerlei Einregelung von Mineralen oder Foliation auf. Scherbänder sind ebenfalls nicht zu identifizieren (Abb. auf Tafel 20 im Anhang xx).

3.12.2. Ergebnisse AX

Die farblosen, sehr klaren Zirkone in dieser Probe besitzen Größen von 150 µm bis 230 µm und sind im Schnitt 200 µm groß. Die Längen-Breitenverhältnisse betragen meist 3:1, können aber jeweils auf 2:1 zurückfallen oder bis 4:1 anwachsen. Der absolut größte Teil der Kristalle erweist sich als nahezu einheitlich und besitzt eine regelmäßige, magmatische, oszillatorische Wachstumszonierung. Einige Zirkone, wie zum Beispiel AX 31 A12/13, AX 71 A45/46, AX 70 A47/48 und AX 119 A27/28 besitzen einen ererbten Kern, der hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet ist. In Teilen existieren Resorptions- und Alterationserscheinungen im Kernbereich, sowie im Randbereich der Kristalle (Tafeln 61-65/Anhang lxi-lxv).

Es wurden 60 Messungen an 47 Zirkonen vorgenommen, wobei 40 konkordante Alter bestimmt werden konnten. Das älteste konkordante Einzelalter findet sich bei 2596 ± 24 Ma im Neoproterozoikum. Es stammt aus dem Kern des Zirkons AX 31 A12. Die nächstjüngeren Einzelalter finden sich nahe beieinander und wurden mit 681 ± 19 Ma und 645 ± 16 Ma bestimmt (Abb. 3.37). Beide Alter sind damit neoproterozoisch und stammen aus dem Cryogenium. Ein weiteres, spätdromisches Alter konnte mit 538 ± 15 Ma (unterstes Kambrium: Fortunium) bestimmt werden. Das nächste Maximum, wenn auch nur von zwei Zirkonen, ist im Ordovizium (Grenze Dapingium/Floium) angesiedelt und weist ein Alter von $470,8 \pm 7,8$ Ma auf (Abb. 3.38 links). Ein weiteres Einzelalter wurde mit Silur (Grenze Ludlow/Wenlock) 427 ± 14 Ma bestimmt. Das weitaus größte Maximum, bestehend aus 32 Messungen

an Zirkonen bildet sich bei $306,2 \pm 1,6$ Ma ab (Abb. 3.38 rechts). Mit $326 \pm 9,9$ Ma konnte noch ein zusätzliches Einzelalter detektiert werden.

Das eindeutige und stark ausgeprägte Maximum bei $306,2 \pm 1,6$ Ma wird als letztes Kristallisationsalter und auch Intrusionsalter des Ax-Granits interpretiert. In dieser Probe befinden sich markanterweise kaum ererbte Kerne. Dies bedeutet, dass das Gestein, zumindest an dieser Stelle und in dieser Probe, nur sehr wenig Nebengestein assimilierte oder aufgrund der Größe des Intrusionskörpers die Zirkone aus dem Nebengestein fast vollkommen assimilierte.

In Abbildung 3.39 sind die Histogramme der relativen, wahrscheinlichen Zirkonalter dargestellt. Im linken Histogramm, welches die Daten der gesamten Probe darstellt, ist das sehr stark ausgeprägte Maximum bei circa 300 Ma zu sehen. In der rechten Darstellung ist dieser Bereich noch einmal vergrößert dargestellt. Auffällig ist die relativ geringe Anzahl an ererbten Altern aus dem Ordovizium, wie sie in den weiteren Proben dieser Arbeit oft beobachtet werden konnten.

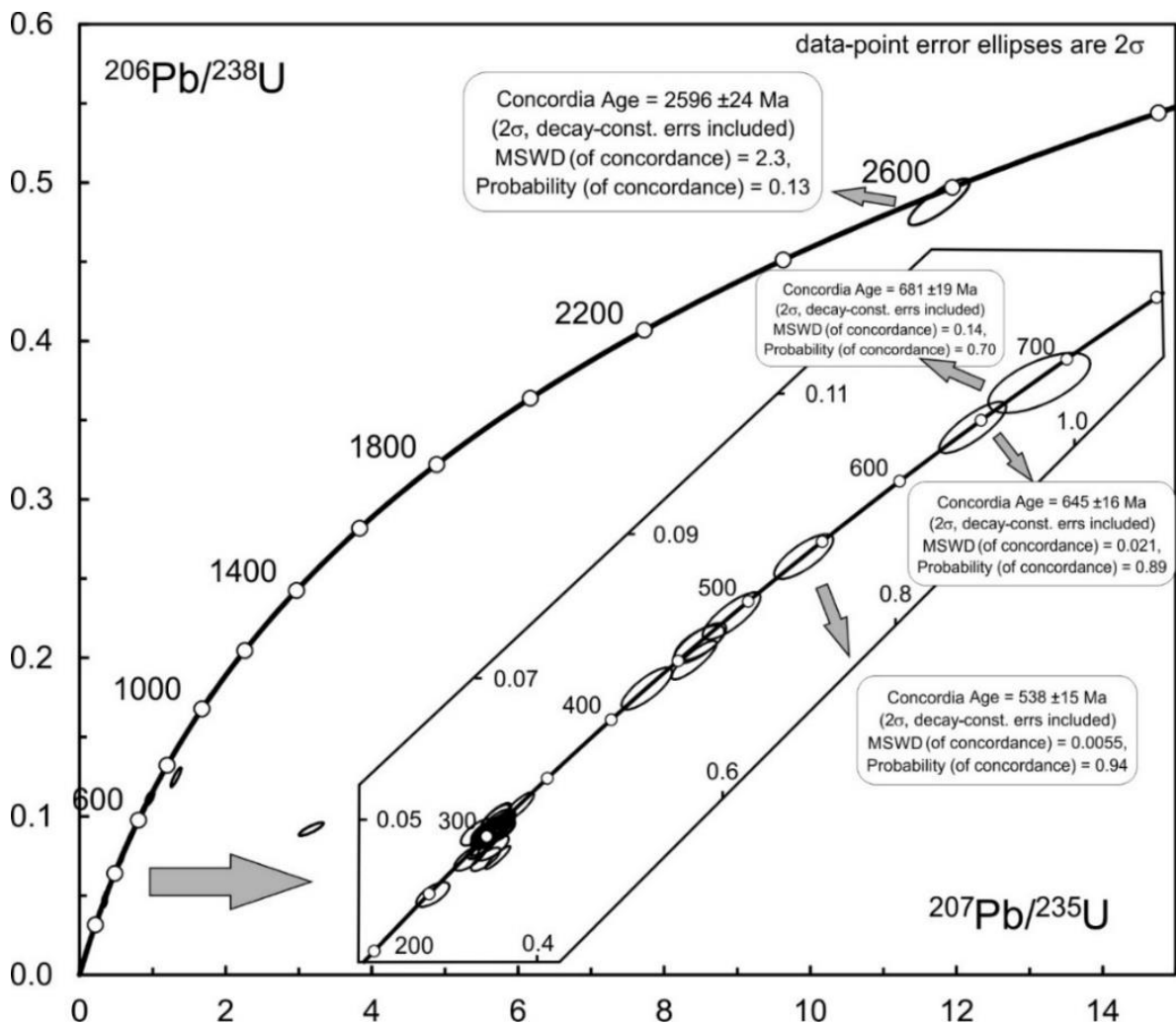


Abbildung 3.37: Gesamtübersicht der Analysenergebnisse der Probe AX und der konkordanten Alter der ältesten Zirkone. Detaillierter Ausschnitt von 200 Ma bis 750 Ma.

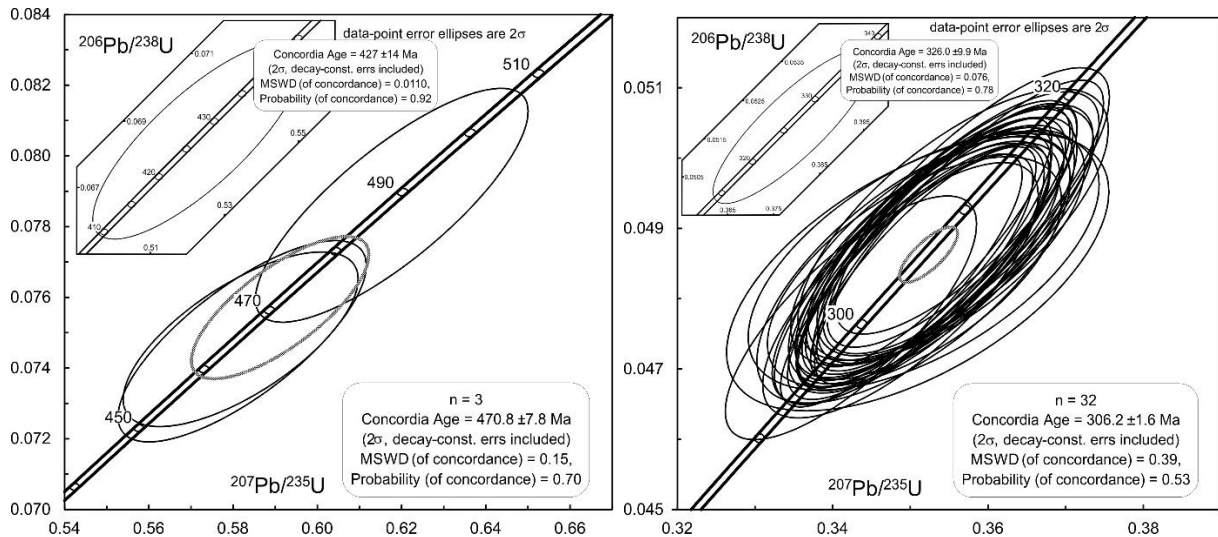


Abbildung 3.38: Detaillierte Konkordiadiagramme mit Maximum im Ordovizium (Floiium) einem silurischen Einzelalter an der Wenlock/Ludlow Grenze (links), einem sehr ausgeprägtem Maximum im oberen Karbon (Kasimovium) und einem Einzelalter im Serpukhovium (rechts)

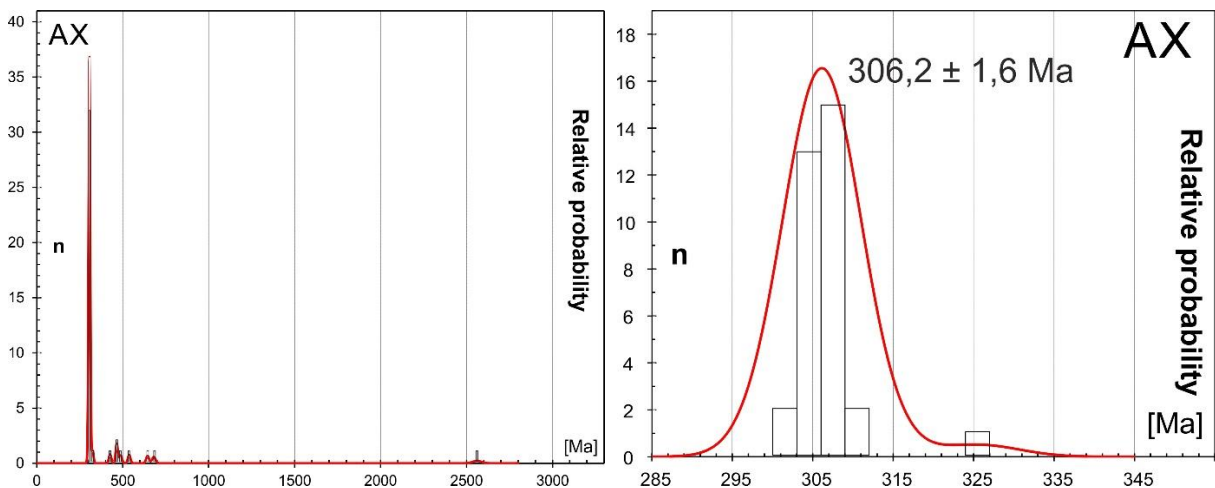


Abbildung 3.39: Histogramme mit der Darstellung der relativen Wahrscheinlichkeiten der Altersverteilung der konkordanten Daten. Links die Abbildung des gesamten Spektrums der Probe, rechts der, für die Fragestellung dieser Arbeit wichtige, vergrößerte Ausschnitt zwischen 300 Ma und 340 Ma mit den wichtigen Altersmaxima.

3.13. Probe SC

3.13.1. Petrologische und strukturelle Beschreibung SC

Die Probe SC stammt aus einem Aufschluss 50 m nordwestlich der „Cascade de Labinas“ im Soulcem-Tal auf einer Höhe von 1780 m. Diese Probe soll einer Kontrollmessung zur schon bestehenden Datierung von MEZGER & GERDES (2014) (339 Ma) dienen. Auch dieser Probenahmepunkt ist, wie schon bei der vorherigen Kontrollprobe AX, nicht identisch mit dem von MEZGER & GERDES (2014).

Das im Aufschluss mittelgraue, leicht ockerfarbene Gestein zeigt nach dem Anschlagen eine etwas hellere aber immer noch graue Färbung (Abb. auf Tafel 21 im Anhang xxi). Bei der makroskopischen Betrachtung können gut 20 % Quarz, 65 % Feldspäte und etwas mehr als 10 % Hellglimmer ausgemacht werden. Es hat den Anschein, dass vereinzelt auch bronzefarbene Biotite auftreten können. Auch Turmalin ist akzessorisch vertreten. Es existieren zwei Arten von Feldspäten. Dies sind zum einen weißlich bis hellgraue Plagioklase, die eindeutig in der Unterzahl sind und zum anderen eher dunkelgraue Kalifeldspäte, welche 90 % des Gesamtbestandes der Feldspäte ausmachen. Die Kristallgrößen variieren etwas, sind in der Regel aber zwischen 3 mm und 5 mm groß. Eine Foliation ist makroskopisch nicht zu erkennen. Allerdings sind in einigen Bereichen Hinweise auf Mineraleinregelung sowie weitständige, in sich selbst sehr eng begrenzte Scherbänder zu beobachten. Bei Betrachten des Dünnschliffs (Abb. auf Tafel 22 im Anhang xxii) kann die Mineralverteilung mit 20 % Quarz, 10 % Muskovit, 10-15 % Plagioklas, circa 50 % Orthoklas und maximal 5 % Mikroklin bestimmt werden. Akzessorisch tritt noch Chlorit auf. In den Feldspäten können sowohl perthitische Entmischungen als auch Myrmekite auftreten. Außerdem weisen diese Kristalle teils leichte Deformationsstrukturen auf. Die Quarze löschen undulös aus und zeigen, allerdings nur sehr selten, Ansätze von Subkornbildung und Rekristallisation. Die größeren Muskovite sind, wenn auch nicht vollständig, im Ansatz eingeregelt und besitzen somit eine bevorzugte Wachstumsrichtung. Somit ist festzustellen, dass dieser Granit eine geringfügige Deformation erfuhr.

3.13.2. Ergebnisse SC

Die farblosen bis bräunlich, durchscheinenden Zirkone dieser Probe sind zwischen 100 µm und 250 µm, durchschnittlich 150 µm groß. Die Längen-Breitenverhältnisse schwanken zwischen 1,5:1 und 2:1. Die auftretende Zonierung ist wieder vielschichtig. So finden sich vermehrt Zirkone mit hypidiomorphen, ererbten Kernen und verschiedenen ausgebildeten Anwachssäumen. So kann der Saum mit einer schwachen und breiten (*faint and broaded*) Zonierung vorkommen (SC 10 A46), mit magmatischer, oszillatorischer (SC 20 A4) oder auch mit einer fleckigen (*patchy*) (SC 89 A53). In den meisten Fällen sind die Anwachssäume in Kernnähe oftmals in einem dünnen Streifen Uran-arm, der restliche Saum dann eher sehr Uran-reich. Eine Fraktion von Kristallen ohne ererbten Kern zeigt meistens eine durchgängige, magmatisch schwache und breite bis oszillatorische Zonierung (Bsp.: SC 30 A4, SC 28 A11, SC 80 A17). In einem Fall ist diese Zonierung auch mit hohem Uran Gehalt verbunden (SC 36 A51). Die andere Fraktion Zirkone weist konvolute bis fleckige Zonierungen (Bsp.: SC 3 A7, SC 77 A36, SC 115 A60) mit ausgesprochenem Uran-Reichtum auf (Tafeln 66-69/Anhang lxvi-lxix).

Bei dieser Probe wurden 60 Messungen an 45 Zirkonen vorgenommen, wobei 41 konkordante Alter berechnet werden konnten. Es wurden diverse neoproterozoische konkordante Alter bestimmt, welche sich zwischen 589 Ma und 2322 Ma befinden (Abb. 3.40, Abb. 3.41). Dieses Altersspektrum wird im Einzelnen Altern bei 2322 ± 32 Ma (Siderium/Paläoproterozoikum), 1854 ± 33 Ma (Orosium/Paläoproterozoikum), 1614 ± 35 Ma (Statherium/Paläoproterozoikum), 1039 ± 20 Ma (Stenium/Mesoproterozoikum), 861 ± 21 Ma (Tonium/Neoproterozoikum), 811 ± 11 Ma (Tonium/Neoproterozoikum), $635,7 \pm 7,2$ Ma (Grenze Ediacara/Cryogenium – Neoproterozoikum) und 589 ± 9 Ma (Ediacara) abgedeckt. Diese Alter, von 14 Messungen, sind Kernalter, mit Ausnahme von SC 13 A9/10, SC 17 A3, SC 30 A6 und SC 26 A49.

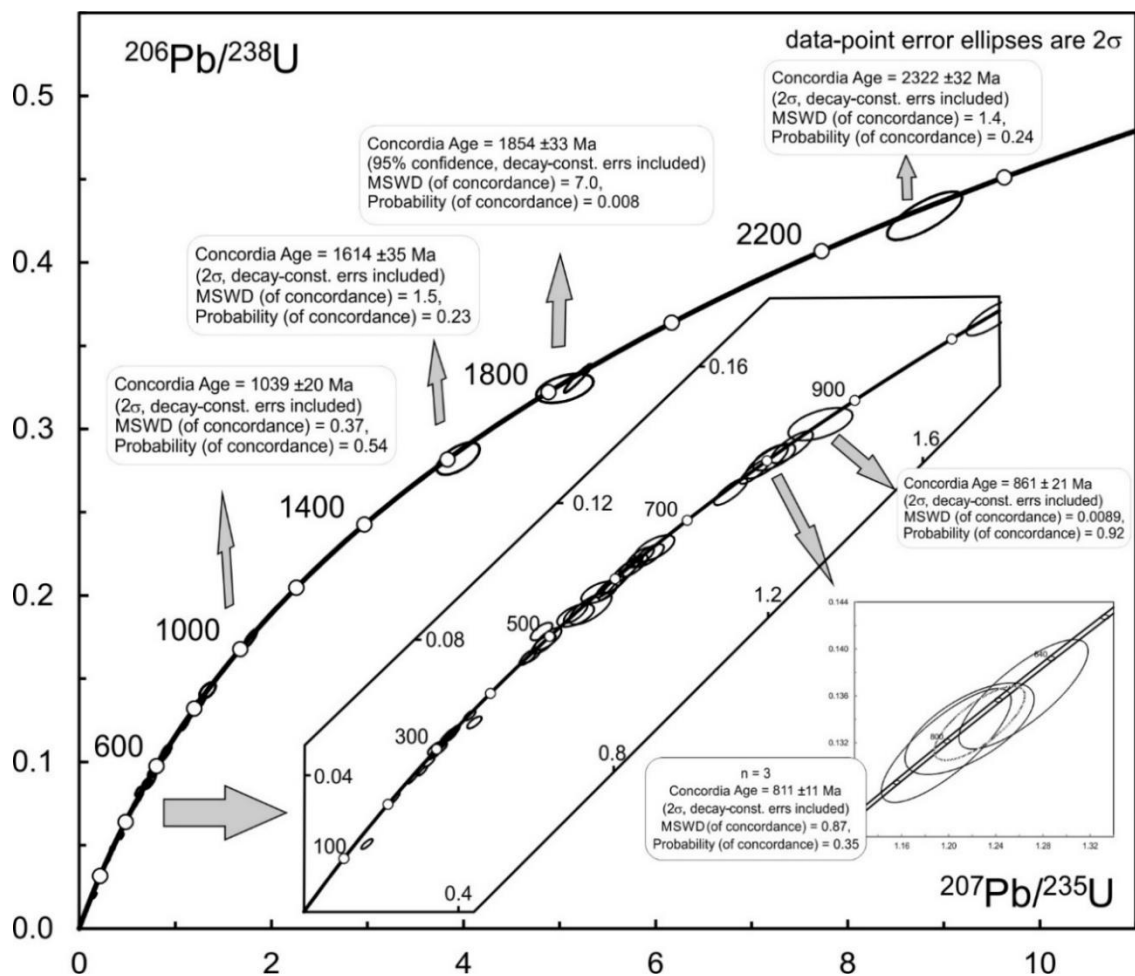


Abbildung 3.40: Gesamtübersicht der Analyseergebnisse der Probe SC und konkordanten Altern der ältesten Zirkone. Detaillierter Ausschnitt von 100 Ma bis 1000 Ma.

Zwei weitere Zirkonalter bilden ein kleines Nebenmaximum mit cadomischen Hintergrund bei 539 ± 10 Ma (Abb. 3.42 links). Das nächst jüngere Nebenmaximum ist im Ordovizium (Floium) mit $473,7 \pm 12$ Ma zu verorten (Abb. 3.42 rechts). Ein Einzelalter bei $361 \pm 7,3$ Ma, an der Grenze zum Karbon, gerade noch im obersten Devon (Famenne) gelegen, führt zu den zwei Hauptmaxima (Abb. 3.43). Das Ältere

aus acht Zirkonen, mit einem MSWD von 0,79, wurde bei $325,5 \pm 2,9$ Ma bestimmt, das Jüngste aus elf Zirkonen, mit einem etwas schlechteren MSWD von 1,06, konnte bei $301,5 \pm 2,2$ Ma berechnet werden. Das recht eindeutige Maximum bei $301,5 \pm 2,2$ Ma wird für diese Probe des Soulcem-Granits als Kristallisationsalter der jüngsten Zirkone und somit als Intrusionsalter interpretiert. Das zweite Maximum bei $325,5 \pm 2,9$ Ma wird ebenfalls als ein Intrusionsalter interpretiert. Es handelt es sich hier um eine Intrusion, welche vermutlich durch die jüngere magmatische Intrusion überprägt wurde. In der Probe selbst sind allerdings keine Kerne oder dergleichen mit Altern um die 325 Ma mit 301 Ma alten Säumen nachgewiesen worden.

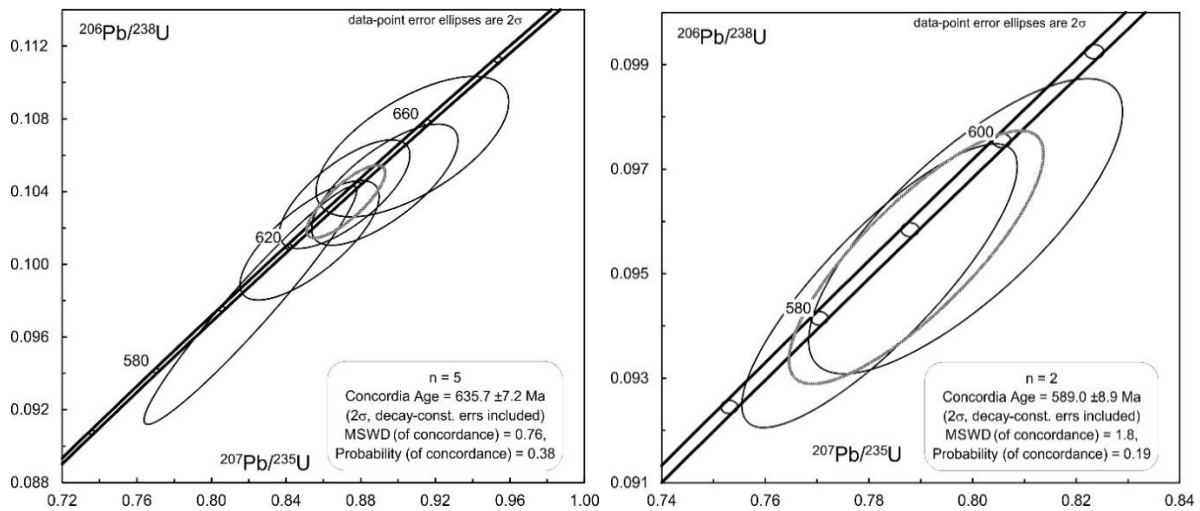


Abbildung 3.41: Detaillierte Konkordiadiagramme mit Maxima von neoproterozoischen Altern (cadomischen Altern) an der Grenze Cryogenium zu Ediacara (links) und Ediacara (rechts).

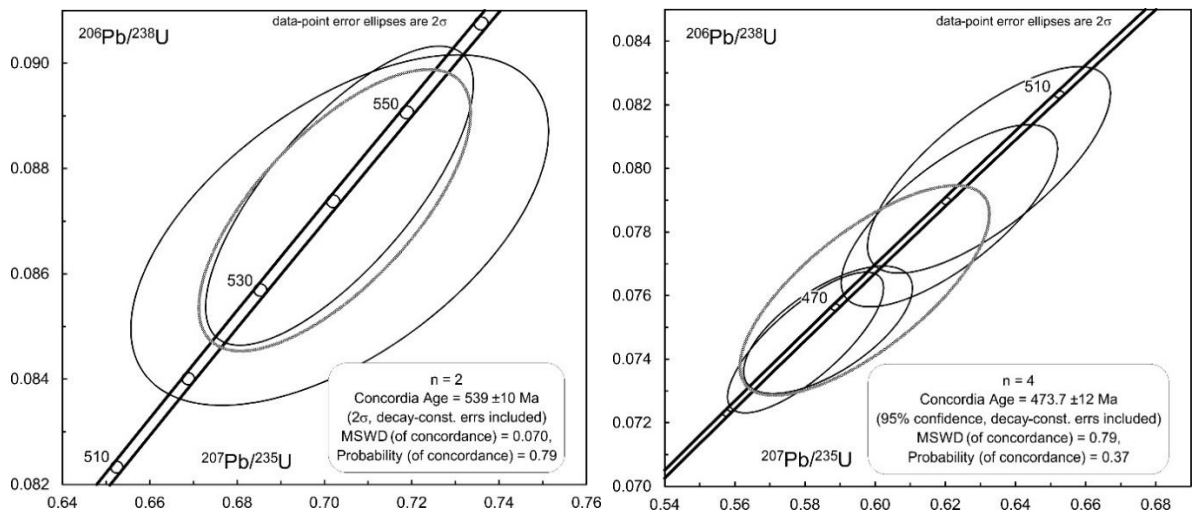


Abbildung 3.42: Detaillierte Konkordiadiagramme mit einem weiteren spätcadomischen Alter im untersten Kambrium (Fortunium) (links) und einem Maximum im Ordovizium (Floium) (rechts).

Beide Gruppen von Zirkonen stammen entweder jeweils von Säumen mit wesentlich älteren Kernen oder neu gebildeten Kristallen ohne ererbten Kern. Bei der Betrachtung der Lage der Maxima zueinander auf der Konkordia könnte sich auch ein durchgehendes Intrusionsereignis interpretieren lassen, da die konkordanten Fehlerellipsen an einer Kette aufgereiht vorliegen. Bei der Auswertung wurde nach dem bestmöglichen erreichbaren MSWD als Entscheidungskriterium verfahren. Somit ergaben sich zwangsweise die zwei beschriebenen Maxima.

Die Abbildung 3.44 zeigt die Histogramme der Probe SC. In der linken Abbildung, die den Plot der gesamten Probe darstellt, ist ein sehr stark ausgeprägtes Maximum um circa 300 Ma zu erkennen. Bei Vergrößerung des Ausschnittes (Abb. 3.44 rechts) kann man dieses Maximum wiederum in zwei Maxima und ein markantes Einzelalter zerlegen, wobei die beiden jüngsten Maxima bei $301,5 \pm 2,2$ Ma und $325,5 \pm 2,9$ Ma am stärksten ausgeprägt sind.

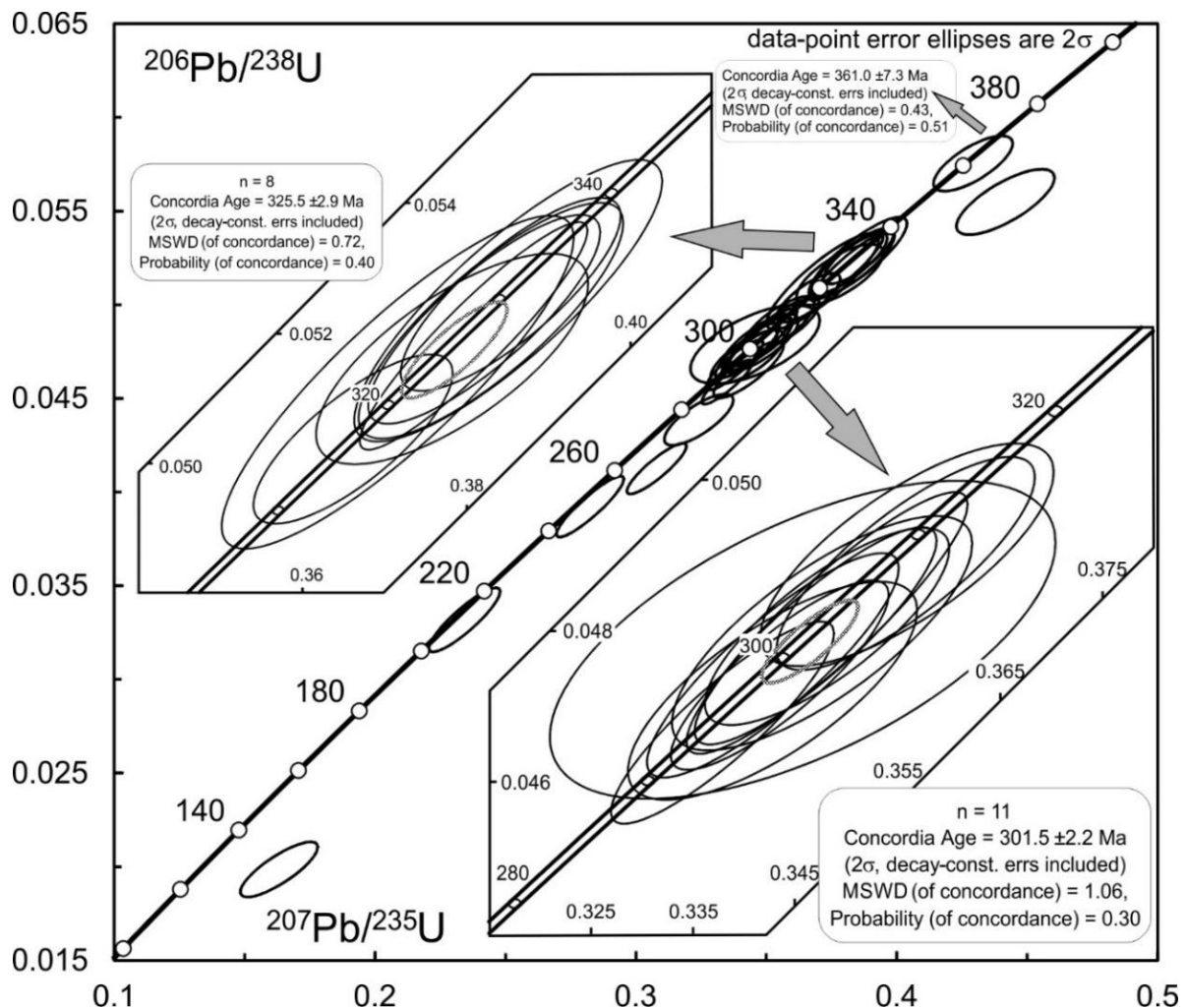


Abbildung 3.43: Übersicht der Analyseergebnisse aller Messellipsen der Probe SC im Karbon mit jeweiligen Detailausschnitten konkordanter Alter. Die Maxima befinden sich im Serpukhovium und im obersten Karbon, im Gzhelium. Ein weiteres Einzelalter ist im obersten Devon (Famenne) einzuordnen.

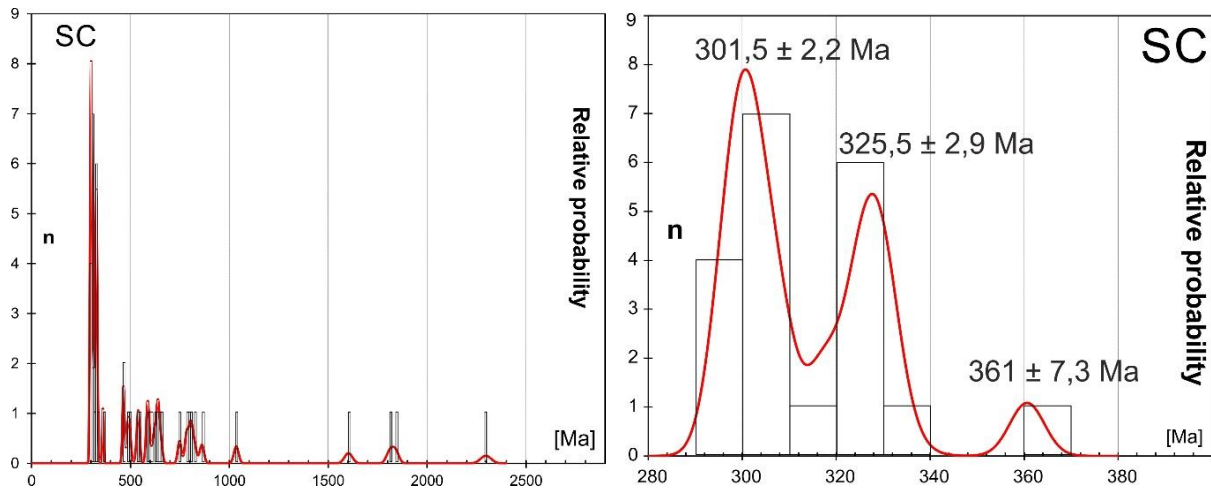


Abbildung 3.44: Histogramme mit der Darstellung der relativen Wahrscheinlichkeiten der Altersverteilung der konkordanten Daten. Links die Abbildung des gesamten Spektrums der Probe, rechts der, für die Fragestellung dieser Arbeit wichtige, hoch aufgelöste Bereich zwischen 300 Ma und 380 Ma mit den wichtigen Altersmaxima und dem konkordanten Einzelalter.

3.14. Zwischenfazit der Altersbestimmungen

Um eine Übersicht der konkordanten Alter aller Proben zu bekommen, wurden diese anhand der jeweils markanten Zeiträume, in denen vermehrt konkordante Alter auftreten, klassifiziert und in der Tabelle 6 in absoluten Werten und im Diagramm in Abbildung 3.45 als prozentuale Anteile dargestellt. Somit kann ein direkter Vergleich der Altersverteilung in den Proben erstellt werden. Die Probe AX (Abb. 3.46 links) steht beispielhaft für eine Altersverteilung der spätvariszischen, oberkarbonischen Plutonite, während die Altersverteilung der Probe SC (Abb. 3.46 rechts) eher den Granitoiden aus dem Visé zugeordnet (MEZGER & GERDES 2016) werden kann. Diese beiden Proben dienen zum Vergleich, um Trends bei den Altersverteilungen der Granitgänge zu erkennen.

Die für diese Arbeit besonders interessanten Altersspektren, für die Klärung der Zeiträume der Hauptdeformationsphasen der Axialzone, befinden sich bei 380 Ma bis circa 300 Ma (Abb. 3.45). Die Fraktion 390 Ma bis 380 Ma findet sich nur bei WP2 und WP9. Die Altersfraktion von 360 Ma bis 350 Ma ist schon etwas häufiger vertreten und ist bei den Proben WP2, WP 8, bei WP9 als ein Nebenmaximum und auch bei der Vergleichsprobe SC als Einzelalter vorhanden. Das in dem variszischen Zeitraum befindliche zweitgrößte Maximum einer Altersfraktion findet sich bei 340 Ma bis 320 Ma. Hier sind die meisten Proben, bis auf WP2, WP6 und die oben genannten WP13 und ARCA, vertreten. Die Proben WP3, WP9 und die Vergleichsprobe SC besitzen den prozentual höchsten Wert in dieser Altersklasse. Das stärkste Altersspektrum belegt den Zeitraum 310 Ma bis 300 Ma. Hier ist nur die Probe WP9 nicht vertreten. Am stärksten ausgeprägt zeigt sich die Kontrollprobe AX mit einem Anteil von 78% (siehe auch Abb. 3.46).

Tabelle 6: Absolute Anzahl der konkordanten Alter aller Proben, jeweils in die markant, in fast allen Proben, auftretenden Altersmaxima klassifiziert. Die Gesamtanzahl der konkordanten Alter beträgt 334. Verwendete diskordante Analysen sind nicht berücksichtigt. Altersangaben in Millionen Jahren (Ma). Die Farbgebung der Altersabschnitte entspricht der in den folgenden Abbildungen 3.45; 3.46; 3.47.

Altersabschnitte	290-300	300-310	320-340	350-360	380-390	400-415	450-480	500+	1000+	2000+	3000+
WP2	0	2	0	1	2	3	19	2	0	2	0
WP3	0	11	4	0	0	0	14	1	0	0	0
WP5	0	13	1	0	0	0	3	4	0	0	0
WP6	0	4	0	0	0	1	26	2	1	0	1
WP7	0	2	2	0	0	9	33	3	0	0	0
WP8	2	0	1	1	0	1	19	2	0	0	0
WP9	0	0	5	5	1	0	3	2	0	0	0
WP12	0	1	1	0	0	0	0	24	1	3	0
WP13	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ARCA	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Kontrollproben											
AX	0	32	1	0	0	1	3	3	0	1	0
SC	0	11	8	1	0	0	4	13	3	1	0
Altersabschnitte	290-300	300-310	320-340	350-360	380-390	400-415	450-480	500+	1000+	2000+	3000+
Summe	16	76	23	8	3	15	124	56	5	7	1

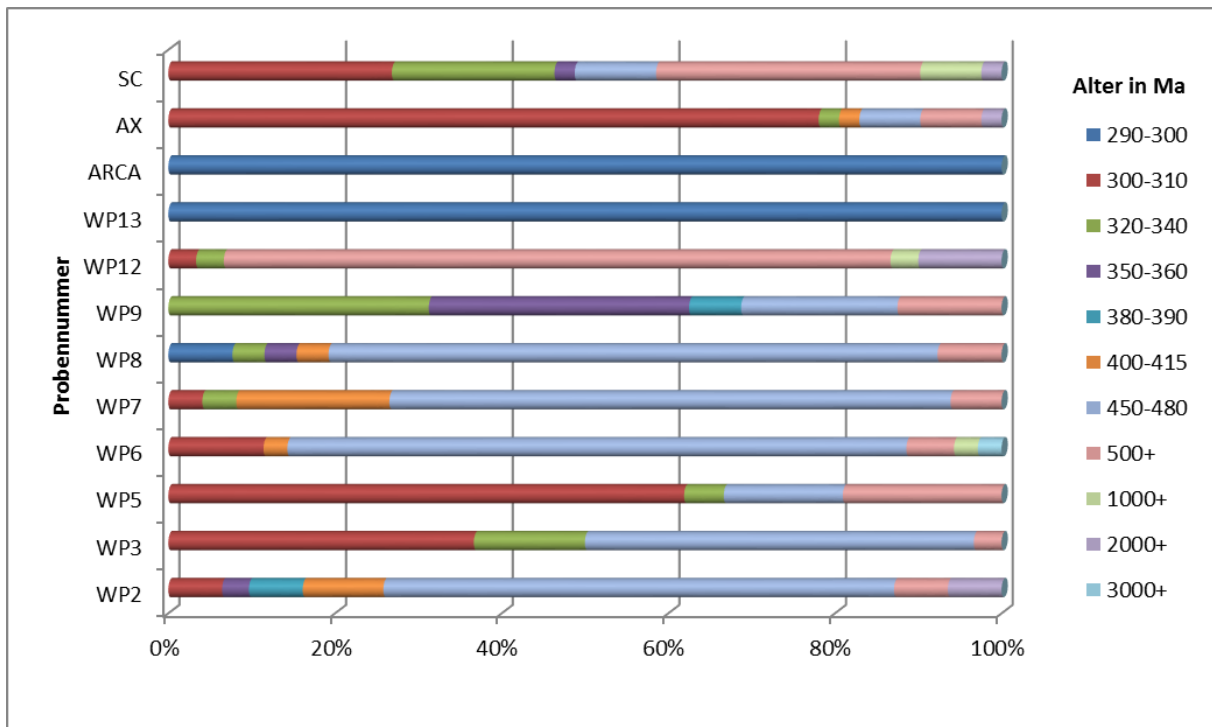


Abbildung 3.45: Diagramm der relativen Anteile der markanten Altersabschnitte aller Proben. Die Proben SC und AX gelten hierbei als Kontrollproben, da diese Alter schon veröffentlicht sind. Allerdings ist die jeweilige Probenlokalität von SC und AX nicht identisch mit den veröffentlichten Daten von DENELE et al. (2014) und MEZGER & GERDES (2016).

In Abbildung 3.45 ist bei den Proben WP13 und ARCA auffälliger Weise nur ein Altersspektrum (300 Ma bis 290 Ma) vorhanden. Dies erschließt sich aus dem speziellen, vermutlich alterierten Zustand der Zirkone. Die Probe WP12 weicht in der Verteilung der Altersspektren ebenfalls ab, da hier die

ordovizischen Alter von 480 Ma bis 450 Ma nicht nachweisbar sind. Da der, in Teilen pegmatitische Gang im Metasedimentmantel des Aston-Doms gelegen ist, nahm er höchstwahrscheinlich keine Zirkone aus dem ordovizischen Kerngneis auf. Gerade dieses Altersspektrum ist bei fast allen anderen Proben (WP2 bis WP9) mehr oder weniger, aber immer ausgeprägt, vertreten.

In Abbildung 3.47 sind die Altersverteilungen noch einmal in Kreisdiagrammen dargestellt. Dabei wurden die Vergleichsproben in beiden Darstellungen nicht integriert. Auch die Probe ARCA ist aufgrund der überdurchschnittlich hohen Anzahl alterierter Zirkone nicht berücksichtigt, um ein besseres Bild der wichtigen Altersspektren zu erhalten. In der Darstellung rechts wurden zudem die Werte der Probe WP12 entfernt, da diese Probe, wie beschrieben, eine Ausnahmestellung besitzt. Dies geschieht, um die hohe Anzahl von cadomischen und proterozoischen Altern zu eliminieren und das Fehlen der ordovizischen Alter zu kompensieren. Der folgende Effekt ist eine Verschiebung der prozentualen Anteile, hin zu der ordovizischen Fraktion.

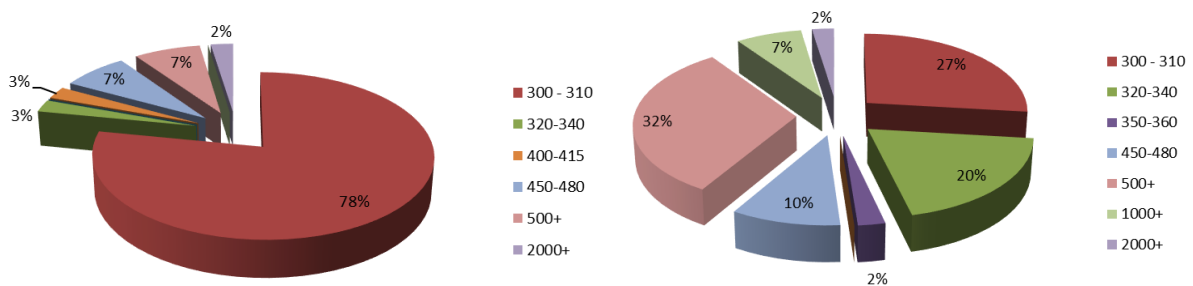


Abbildung 3.46: Diagramme zur Darstellung der prozentualen Verteilung der einzelnen Altersabschnitte von der Probe AX (links) und der Probe SC (rechts), zu sehen der deutliche Unterschied der Altersverteilung, besonders im Segment 300-310 Ma (rot). Die Proben dienen als Vorlage, um eine Charakterisierung der untersuchten Granitgänge vornehmen zu können.

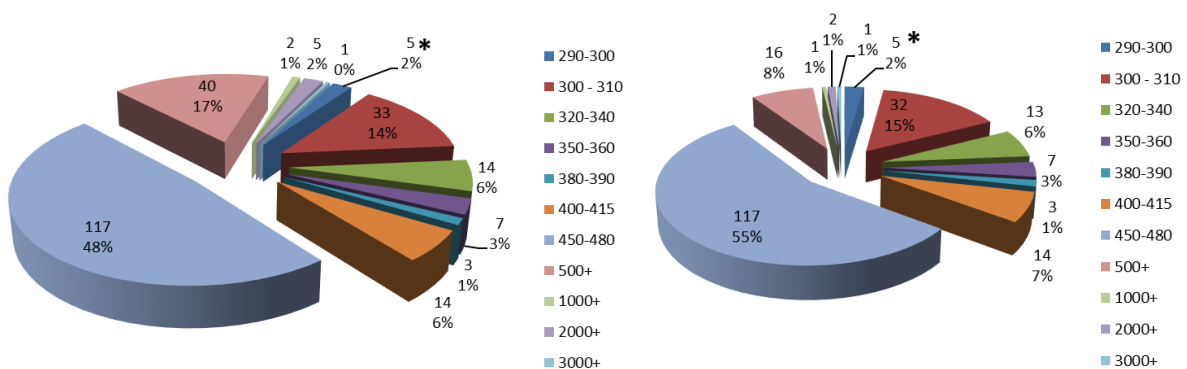


Abbildung 3.47: Diagramme zur Darstellung der prozentualen Verteilung der einzelnen Altersabschnitte der Proben (exklusive AX, SC und ARCA – links; exklusive AX, SC, ARCA und WP12 – rechts) mit absoluter Anzahl der konkordanten Alter und der relativen Verteilung. Ab * (290-300 Ma) ist das Alter in Uhrzeigerrichtung zunehmend.

In den Kreisdiagrammen lässt sich die Vielschichtigkeit der Alter der Proben dieser Arbeit herauslesen. So zeigt sich eine große Anzahl an ererbten Zirkonen, die besonders stark im Sektor der ordovizischen

Zirkone auffällt. Das ist zu erwarten, da die granitoiden Gänge in die Orthogneise mit eben jenen Altern intrudierten und diese entweder als Ausgangsmaterial nutzten oder im großen Umfang Material beim Aufstieg assimilierten. Dass auch wesentlich ältere Sedimente als Ausgangsmaterial für die granitischen Schmelzen dienten, zeigt sich bei dem breiteren Spektrum von ererbten Kernen cadomischen, proterozoischen und auch archaischen Alters. Mit gewisser Vorsicht ist das vermeintlich starke Maximum bei 415 Ma bis 400 Ma zu beachten. Hier sind die neun Messungen allein von Probe WP7 berücksichtigt und somit etwas überrepräsentiert, da diese Altersklasse insgesamt nur bei vier Proben mit Einzelwerten nachgewiesen werden konnte. Im weiteren Verlauf nehmen die Anteile der Zirkone der jeweiligen Altersmaxima zwar stark ab, aber differenzieren sich zu mehreren kleineren Maxima, die in diesem Falle weitere ererbte Zirkone weiterer kleinerer Magmenschübe sein können. Das bedeutet, dass schon im Laufe des Devons kleinere Aufschmelzereignisse stattgefunden haben müssen. Das in den Proben oft auftauchende Altersmaximum zwischen 337 Ma und 325 Ma deutet auf eine größere Intrusionsaktivität zu dieser Zeit hin. Das finale Intrusionsereignis findet dann circa bei 306 Ma bis 300 Ma statt. Es folgen allerdings immer noch einige kleinere Intrusionen mit Altern unter 300 Ma.

3.15. Th/U-Verhältnisse

Das Th/U-Verhältnis wird meist als Indikator für die magmatische Entstehung oder eine metamorphe Beeinflussung von Zirkonen verwandt. In der Literatur, wie zum Beispiel bei RUBATTO (2002), wird meist ein Verhältnis von unter 0,1 als Diskriminate für metamorph gewachsene Zirkone genannt. Allerdings wurden bei SCHALTEGGER et al. (1999) wesentlich höhere Th/U-Verhältnisse als 0,1 bei granulitfaziellen Zirkonen nachgewiesen. HARLEY et al. (2007) schließen, dass diese 0,1 Diskriminate mit Vorsicht und kritisch zu betrachten ist. Das Th/U-Verhältnis sollte immer im Zusammenhang mit weiteren chemischen Merkmalen und unter Berücksichtigung von texturellen Gegebenheiten betrachtet werden, um relativ verlässliche Interpretationen für die Unterscheidung zwischen magmatischen oder metamorphen Zirkonen machen zu können.

Die Th/U-Verhältnisse der konkordanten Proben dieser Arbeit liegen breit gefächert zwischen 0,0008 und 1,48 (Abb. 3.48). Eine allgemeine deutliche Abgrenzung bei den Verhältnissen 0,1 (RUBATTO 2002) oder 0,3 (SCHALTEGGER et al. 1999; VAVRA et al. 1999; HOSKIN & SCHALTEGGER 2003) zur Unterscheidung einer magmatischen oder metamorphen Bildung der Zirkone ist nicht gegeben. Setzt man das höhere Th/U-Verhältnis von 0,3 als Grenze, so wäre der größte Teil der Zirkone nach vorgenannten Autoren dem metamorphen Bereich zuzuordnen, bei der Grenze 0,1 würde ungefähr eine 50/50-Situation bestehen. Es ist jedoch auffällig, dass die zuvor beschriebenen alterierten Proben WP13 und ARCA bei

den Th/U-Verhältnissen jeweils um die 0,01-Diskriminate plotten und einen ausgeprägten Uran-Gehalt vorweisen und somit vollständig als metamorphe Bildungen gelten. Ein weiteres interessantes Detail liefern Proben wie WP2, WP8, aber auch die Vergleichsprobe SC: die Verhältnisse aller Zirkone der jeweiligen Probe erscheinen recht gleichmäßig über das gesamte Spektrum verteilt.

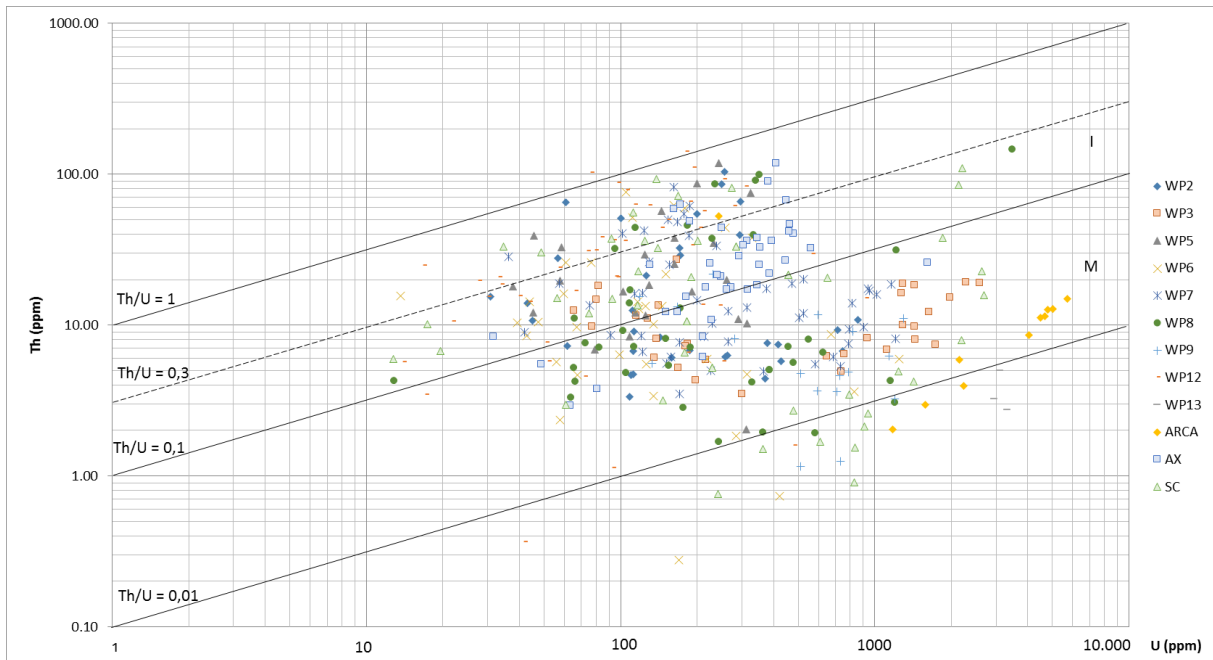


Abbildung 3.48: U gegen Th und Th/U-Verhältnisse aller Analysen der Proben WP2 bis SC. Die Linie mit $\text{Th/U} = 0,1$ markiert die untere Grenze von magmatisch gebildeten Zirkonen (I = igneous; M = metamorphic) nach RUBATTO (2002). Die Linie mit $\text{Th/U} = 0,3$ wird unter anderem nach VAVRA et al. (1999) als Grenze zum Meta-Magmatit, der durch Fluide alteriert wurde, definiert.

Um einen noch differenzierteren Eindruck zu erhalten, wurden in Abbildung 3.49 die Th/U-Verhältnisse gegen ihr Alter geplottet. Hier zeigt sich, dass der Großteil der ererbten cadomischen, proterozoischen und archaischen Kerne aus einer magmatischen Suite stammt.

Die Zirkone, die im Bereich zwischen 300 Ma und 400 Ma plotten, befinden sich zu zwei Dritteln unterhalb des Verhältnisses 0,1. Auffällig ist, dass die Zirkone mit den höheren Altern (330-380 Ma) zu 100 % unterhalb der 0,1 Marke befindlich sind und somit einem metamorphen Entstehungsbereich zugeordnet werden können. Die Gruppe der mit einem ordovizischen Alter bestimmten Zirkone verhält sich äquivalent zu denen karbonischen Alters. Setzt man das Th/U-Verhältnis von 0,3 als Grenze zu metamorph gewachsenen Zirkonen an, so würden mehr als 90 % der Zirkone mit Altern von 300 Ma bis 480 Ma dazu zählen.

Die Ursache der niedrigen Th/U-Verhältnisse dürfte, bis auf die alterierten Proben WP13 und ARCA, recht vielschichtig sein. Da keine Anzeichen einer hohen amphibolitfaziellen, sondern eher einer maximal retrograden grünschieferfaziellen Metamorphose zu beobachten sind, kann mit ziemlicher Sicherheit davon ausgegangen werden, dass kein metamorphes Neuwachstum von Zirkonen stattfand.

Die dafür nötigen P/T-Bedingungen wurden nicht erreicht (HOSKIN & SCHALTEGGER 2003). Es ist allerdings möglich, dass das Zirkon-Wachstum in Konkurrenz mit anderen Thorium-haltigen Mineralen, wie zum Beispiel Monazit, Titanit oder Allanit steht und dies sich somit in einem niedrigeren Th/U-Verhältnis ausdrückt (HARLEY et al. 2007). Es kann auch ein Umkristallisieren unter Festkörperbedingungen aus älteren ererbten magmatischen Zirkonen in Betracht gezogen werden. Thorium ist aufgrund seines großen Atomradius weniger kompatibel mit dem Zirkon-Gitter, so dass es auch während einer Rekrystallisation selektiv abgeführt werden kann (HOSKIN & BLACK 2000).

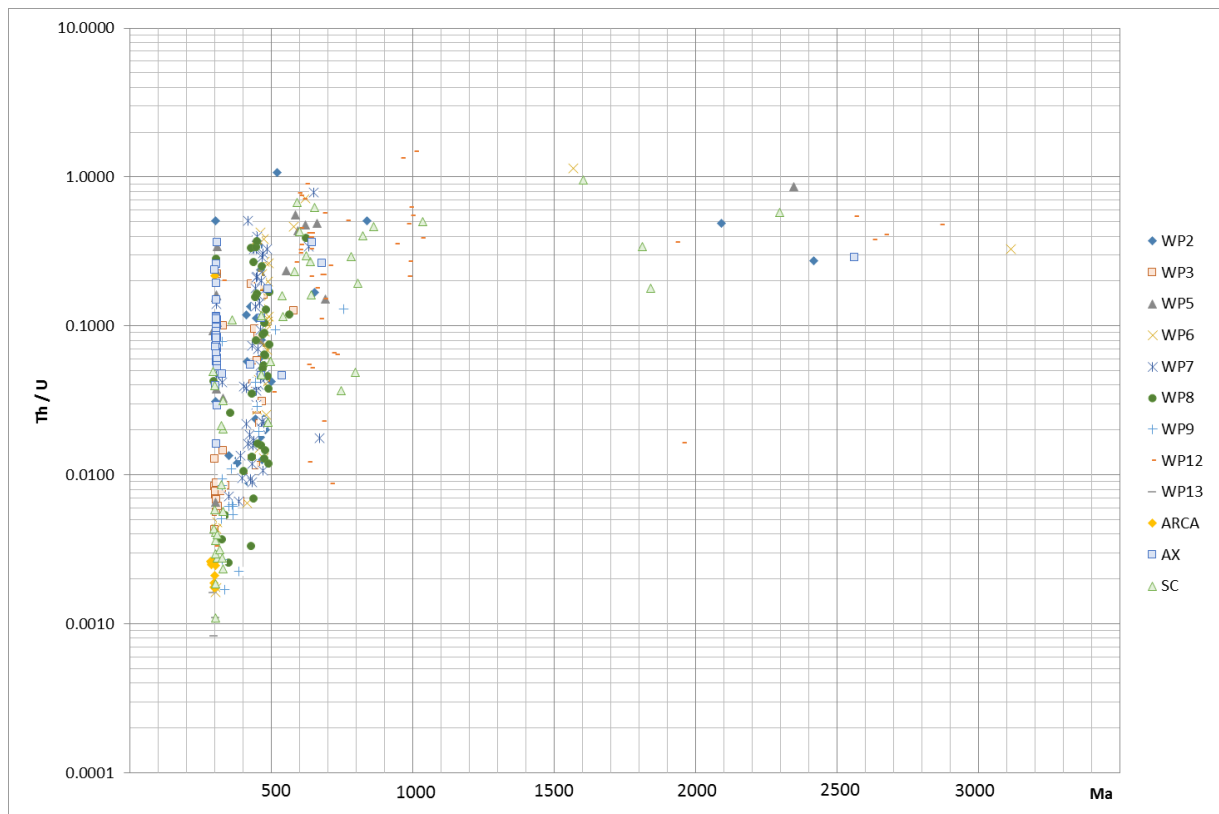


Abbildung 3.49: Th/U-Verhältnisse aller Proben gegen die dazu gehörigen $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -Alter.

4. Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

4.1. Einleitung

Als weiteres Mittel zur geodynamischen Interpretation wurden geochemische Untersuchungen durchgeführt. Gesteine der Plutonite des Visé (Bossòst-Granit, Soulcem-Granit) und Proben von den eigenen beprobten granitoiden Ganggesteinen wurden analysiert. Zusätzlich zu den bisher besprochenen Magmatiten wurden auch Proben aus den spätvariszischen Plutoniten (Mont-Louis-Andorra-Pluton, Ax-Pluton, Bassiès-Pluton) einer Analyse unterzogen. Somit können zum einen Interpretationen in Hinsicht ihrer geochemischen Zusammensetzung sowie auch des Milieus ihrer Entstehung getroffen, zum anderen auch direkte Vergleiche angestrebt werden. Die Darstellung der Werte erfolgt in zwei TAS-Diagrammen nach Cox et al. (1979) (*Total Alkali vs. Silicia*) (Abb. 4.1; 4.2), da zwei unabhängige Messreihen getätigt wurden. Zum einen erfolgte eine Messung in der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (MLU), eine weitere Vergleichsmessung erfolgte im Advanced Instrumental Lab (AIL) der University of Alaska Fairbanks (UAF). Diese Doppelbestimmung in verschiedenen Laboren dient der Selbstkontrolle der Analyseergebnisse.

Für die Darstellung des Shand's Index nach MANIAR & PICCOLI (1989) (Klassifikation von Magmatiten nach ihrem A/CNK ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$)-Wert) in Abbildung 4.3 wurden die Werte der RFA-Analysen aus dem Labor des Institutes für Geowissenschaften und Geographie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg verwendet (vgl. Kapitel 2.3.2.).

4.2. Hauptelemente

Die Werte der analysierten Proben befinden sich in beiden TAS-Diagrammen nach Cox et al. (1979) ausnahmslos im Stabilitätsfeld alkalischer Gesteine. Interessant ist hierbei der niedrigere SiO_2 Gehalt der spätvariszischen Granite, mit Ausnahme des Ax-Granits (67 % (MLU)), im Gegensatz zu den Graniten des Visé und den in dieser Arbeit datierten Granitgänge ($SiO_2 = 69\%–72,2\%$ (MLU); $70\%–73,3\%$ (AIL)). Im Falle des spätvariszischen Mt.-Louis-Andorra-Plutons ($SiO_2 = 64,35\%$ (MLU); $= 66,5\%$ (AIL)) ist eine gewisse Inhomogenität des Chemismus und damit der ausgebildeten Varianten plutonischer Tiefengesteine zu vermuten. So existiert eine Zonierung des Plutons, die vom Quarz-Diorit über Granodiorit und Monzonit bis hin zu Alkali-Granit ausgebildet ist (GLEIZES et al. 1993; LAUNEAU & CRUDEN 1994; DENÈLE et al. 2014). Das gleiche trifft vermutlich auch für das Gestein des Bassiès-Plutons ($SiO_2 = 60,77\%$ (MLU); $= 62,77\%$ (AIL)) zu. So kann es je nach Probennahmestelle sowohl zu Variationen

in der geochemischen Zusammensetzung als auch im Mineralbestand kommen. Die Gesteine dieser zwei Plutone (Mt.-Louis Andorra, Bassiès) sind jeweils Granodiorite. Außerdem weisen beide Proben einen recht hohen Grad an Alterationserscheinungen, wie die starke Serizitisierung der Feldspäte, auf. Interessant ist die Abnahme des TiO_2 -Gehaltes vom Bassiès-Granodiorit (0,68 % (MLU)) bis hin zum Soulcem-Granit (0,01 % (MLU)). Diese Entwicklung geht mit gleichzeitiger Abnahme von CaO, Ce und teils Y einher.

Die Anteile an K_2O sind mit bis zu 8 % recht hoch und somit höher als die Summe von Na_2O (3,5 %–4,5 %) und Ca_2O (0,5 %–1,5 %). Der Al_2O_3 Anteil bewegt sich zwischen 14,5 % und 17 % und kann bei der Probe des Bassiès-Granits bis auf 18 % steigen.

Bei der Betrachtung des Shand's Index nach MANIAR & PICCOLI (1989) im Diagramm in Abbildung 4.3 kann man ersehen, dass sich die Werte aller Proben im peraluminischen Stabilitätsfeld befinden. Dies bedeutet, dass der Gehalt an Al_2O_3 höher ist, als die Summen von Natrium- und Kaliumoxiden, sowie Natrium- und Kalium- und Kalziumoxiden. Nach der Granit-Klassifikation von MANIAR & PICCOLI (1989) liegen alle Werte oberhalb des sogenannten CCG-Plots (CCG = *continental collision-granite*), welcher sich allerdings als einziger vollständig im peraluminischen Stabilitätsfeld befindet. Somit kann davon ausgegangen werden, dass alle Proben im Zusammenhang mit einer Kontinent-Kontinent-Kollision entstanden sind und keine Mantelkomponenten beinhalten, deren Plots sich über die peralkalischen und metaluminischen Bereiche des Diagramms definieren würden.

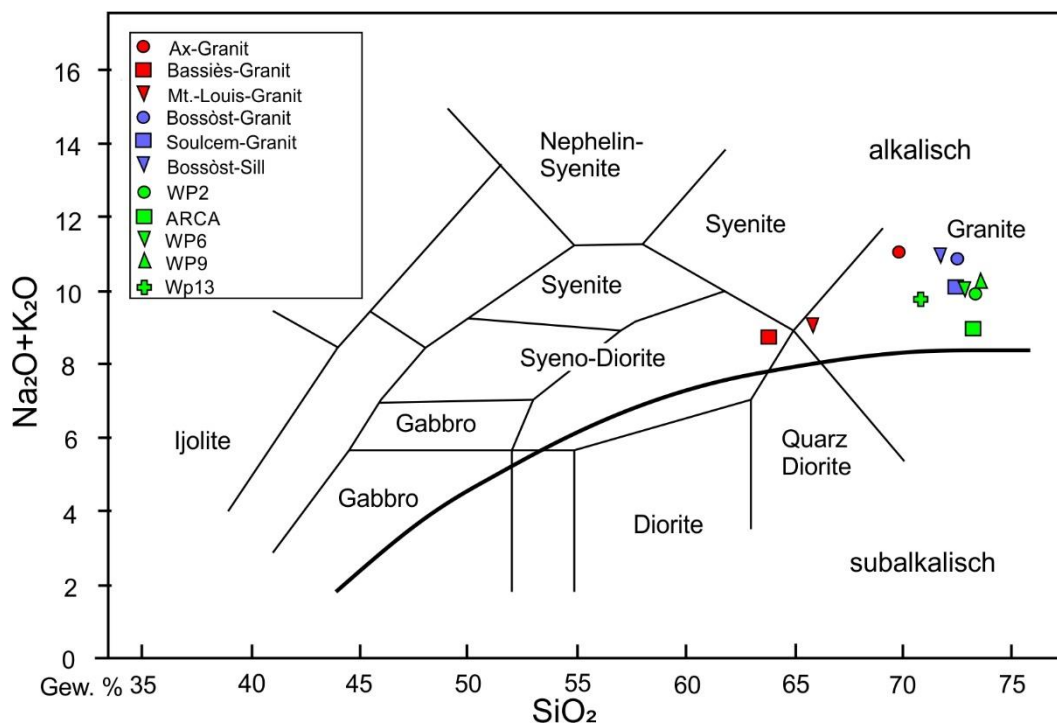


Abbildung 4.1: TAS-Diagramm nach COX et al. (1979) ausgewählter Proben aus der Axialzone (AX-, Bassiès-, Mt.-Louis-, Bossòst-, Soulcem-Proben von Mezger, J.) und des speziellen Untersuchungsgebietes (eigene Proben). Die Messungen für diese Daten wurden am Advanced Instrumental Lab Fairbanks durchgeführt. Die dicke schwarze Grenzlinie von alkalischen zu subalkalischen Plutoniten definierte MIYASHIRO (1978). Diagramm aus WILSON (1989).

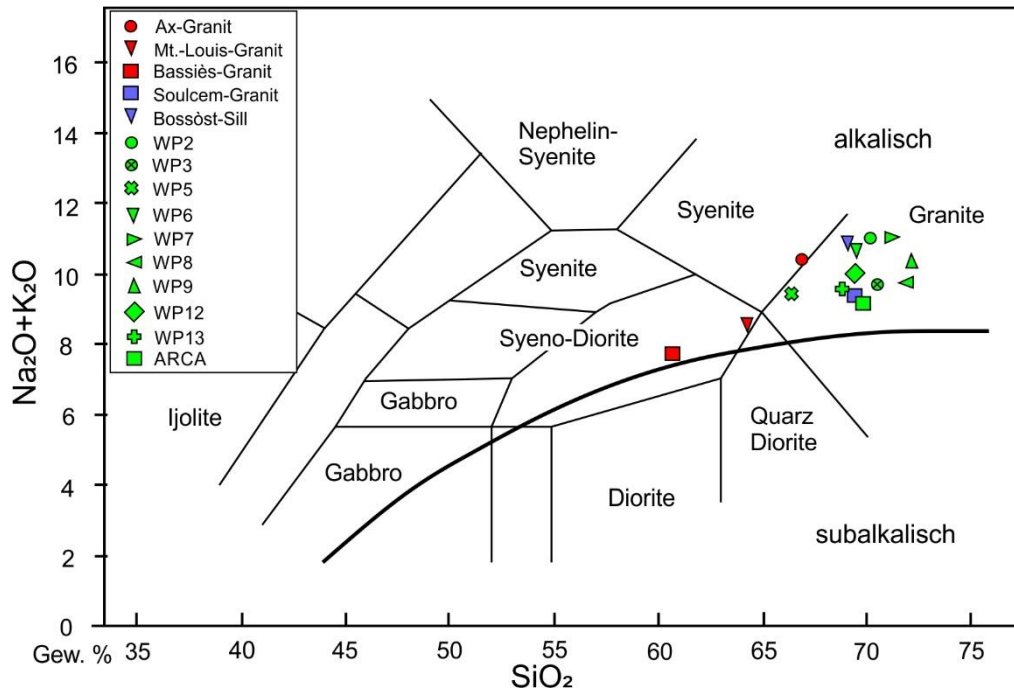


Abbildung 4.2: TAS-Diagramm nach COX et al. (1979) ausgewählter Proben aus der Axialzone (Bassiès-, Mt.-Louis-Andorra-, Bossòst-Proben von Mezger, J.) und des speziellen Untersuchungsgebietes (eigene Proben, incl. AX und SC). Die dicke schwarze Grenzlinie von alkalischen zu subalkalischen Plutoniten definierte MIYASHIRO (1978). Die Messungen für diese Daten wurden am Institut für Geowissenschaften und Geographie in Halle durchgeführt. Diagramm aus WILSON (1989).

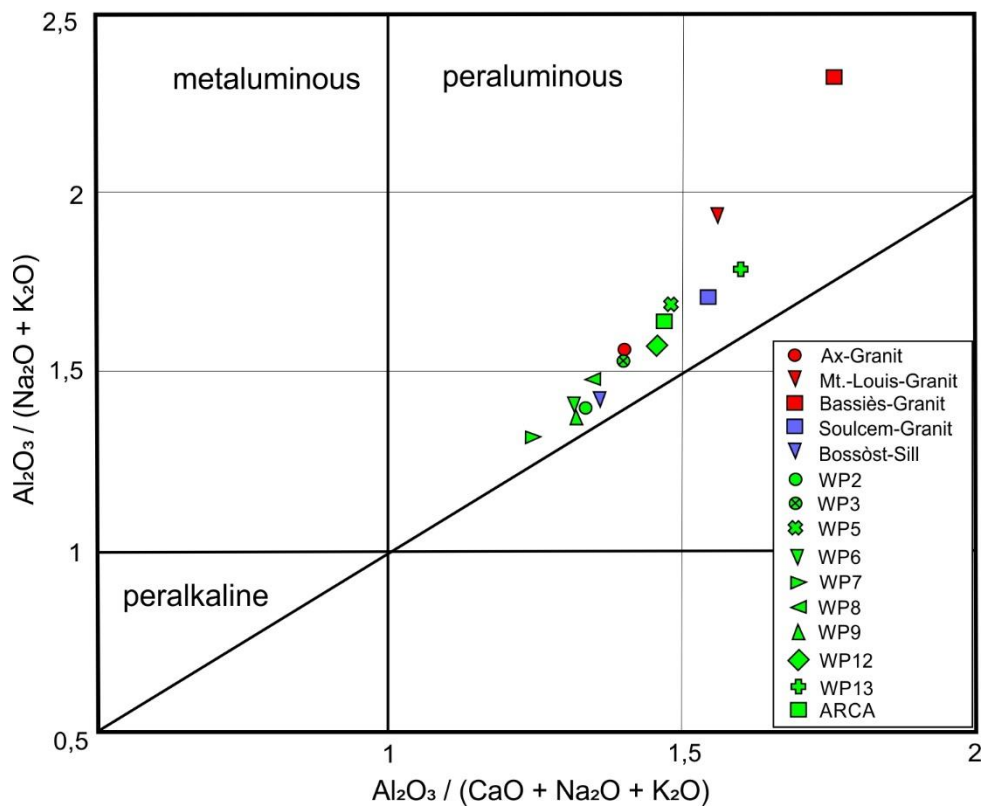


Abbildung 4.3: Shand's Index, bearbeitet nach MANIAR & PICCOLI (1989), ausgewählter Proben aus der Axialzone (Bassiès-, Mt.-Louis-Andorra-, Bossòst-Proben von Mezger, J.) und des speziellen Untersuchungsgebietes (eigene Proben, incl. AX und SC). Alle Proben befinden sich im Bereich von peraluminischen Graniten. Die Messungen für diese Daten wurden am Institut für Geowissenschaften und Geographie in Halle durchgeführt.

4.3. Spurenelemente und Seltene Erden Elemente

PEARCE et al. (1984) versuchen über geochemische Analysen die Signaturen von Graniten unterschiedlicher Genese, beziehungsweise unterschiedlicher Magmenquellen und Fraktionierungen über Diskriminierungsdiagramme zu klassifizieren. Sie führen vier Klassen von Graniten ein, den Synkollisionsgranit (syn-COLG = *syn collision granite*), den Intraplattengranit (WPG = *within plate granite*), den Vulkanischen Bogen-Granit (VAG = *volcanic arc granite*) und den Ozeanischen Rücken-Granit (ORG = *ocean ridge granite*). Die Granite im syn-COLG Sektor werden dabei als Mischung von S-Typ, A-Typ und I-Typ Graniten angenommen. In einem Rb gegen (Y+Nb) Diskriminierungsdiagramm ist es nach PEARCE et al. (1984) begrenzt möglich, auch postkollisionale Granite zu detektieren. Sie passen nicht eindeutig in ein von PEARCE et al. (1984) definiertes Feld. Allerdings konnten durch Datensätze weiterer Autoren diese Plots eingegrenzt werden. So zeigen FOURCADE & ALLEGRE (1981), dass das Stabilitätsfeld des Querigut-Plutons (S-Typ) der Axialzone sowohl im syn-COLG als auch im VAG Feld plotten. Der in den Alpen gelegene, variszische Pluton Grandes Rousses (A-Typ) wird ebenso als postkollisional interpretiert (OLIVER et al. 1983). Dieser Plot dient zu Einordnungs- und Vergleichszwecken und als Interpretationshilfe. Sein Stabilitätsfeld findet sich hauptsächlich im syn-COLG Feld, aber auch im WPG-Sektor. Insgesamt sind die jeweiligen Diskriminaten diskussionswürdig und geben zunächst einen Trend wieder. Wie in Abbildung 4.4 zu erkennen, plotten die in dieser Arbeit untersuchten Granite, aber auch die Vergleichsproben, hauptsächlich um die Diskriminate zwischen VAG und syn-COLG.

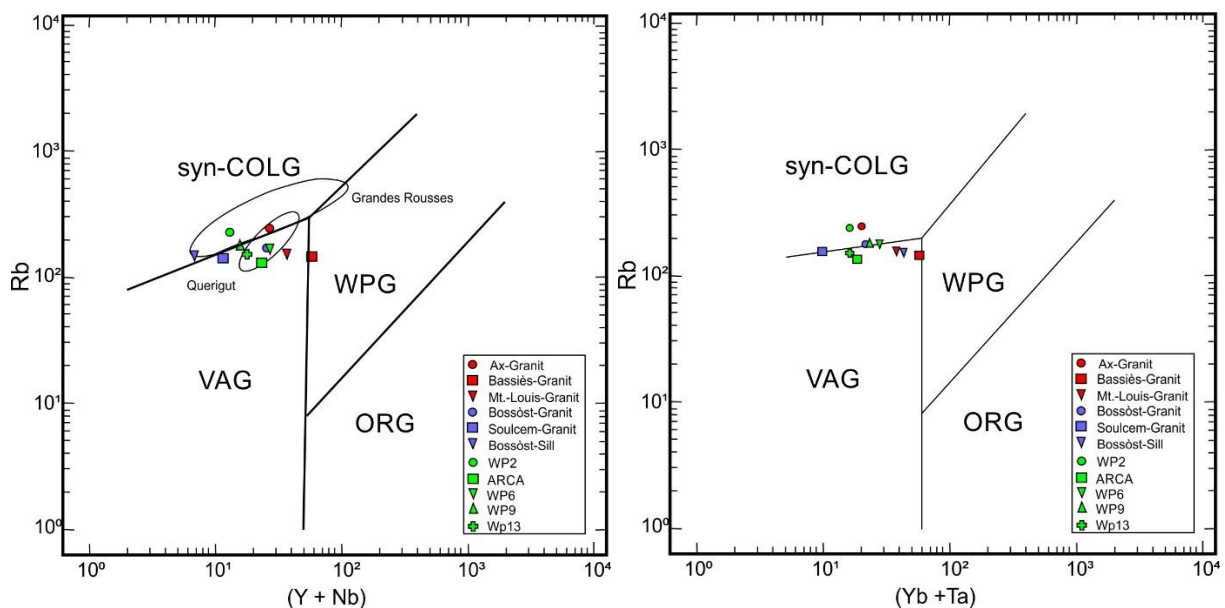


Abbildung 4.4: Diskriminierungsdiagramme $Rb/(Y+Nb)$ (links) und $Rb/(Yb+Ta)$ (rechts) für synkollisionale Granite (syn-COLG), Intraplatten-Granite (WPG), Ozean-Rücken-Granite (ORG) und Graniten aus vulkanischen Bögen (VAG) nach PEARCE et al. (1984). Im linken Diagramm sind zusätzlich die Plots von postkollisionalen Graniten in Form von Ellipsen eingetragen. Die untersuchten Proben plotten größtenteils im Bereich der Ellipsen, die postkollisionale Granite repräsentieren.

Im selben Bereich können nach PEARCE et al. (1984) auch die Plots von postkollisionalen Graniten angesiedelt sein. Das äquivalente Diagramm Rb gegen (Yb+Ta) (Abb. 4.4 rechts) zeigt eine vergleichbare Diskriminierung wie Rb gegen (Y+Nb). Die gesamten Diskriminaten wurden laut PEARCE et al. (1984) anhand von augenscheinlichen Diskriminanzanalysen umfangreicher Datensätze von Graniten mit bekannter, unterschiedlicher Genese bestimmt. Die Analysetabellen mit den Werten der jeweiligen Messreihen finden sich in Tabelle XVII im Anhang lxxxvi und in Tabelle XVIII im Anhang lxxxvii.

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Seltenen Erden Elemente (REE: *Rare Earth Elements*)-Analysen in so genannten Spider-Diagrammen dargestellt und beschrieben. Als theoretischer Rahmen für die in dieser Arbeit beprobten kleinen Granitgänge (grün), werden die Ergebnisse der Granite aus dem Visé (blau) und die der spätvariszischen (rot) gesetzt. In den Diagrammen in den Abbildungen 4.5 und 4.6 kann man die jeweiligen REE-Gehalte ansehen. Die absoluten Werte der Seltenen Erden Elemente-Analysen im Überblick sind Tabelle XIX im Anhang lxxxviii zu entnehmen. Bei den jüngeren Graniten (AX, Bassiès, Mt.-Louis) ist eine Granitsignatur, in diesem Falle Oberkrustensignatur (CONDIE 1993) mit einer ausgeprägten, gleichmäßigen, negativen Europium-Anomalie zu erkennen. Diese ist bei den älteren Graniten des Visé überhaupt nicht vorhanden oder schlägt wie bei der Probe Bossòst-Granit genau ins Gegenteil, eine positive Anomalie, um. Die granitoiden Gänge selbst weisen insgesamt eine Mischung aus beiden Signaturen auf. So ist bei den Proben WP6 und WP9 eine eher gut ausgeprägte, negative Europium-Anomalie zu verzeichnen, bei den Proben ARCA und WP13 ist diese sehr schwach vorhanden. Der Plot der Probe WP6 ähnelt eher denen vom Soulcem-Granit und Bossòst-Sill und weist keine Europium-Anomalie auf.

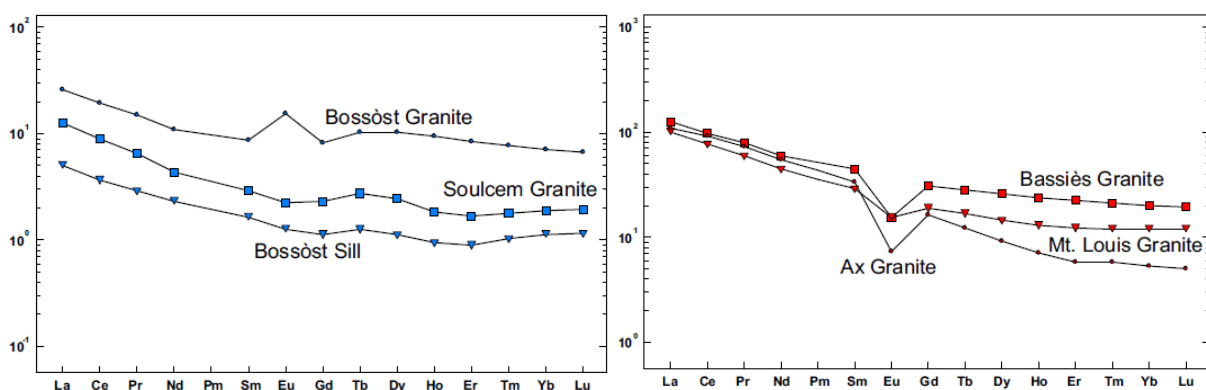


Abbildung 4.5: REE-Plots der Proben von Granitintrusionen aus dem Visé (links) und von spät- bis postvariszischen Intrusionen an der Karbon/Perm-Grenze (rechts). Die Proben sind chondritisch normiert nach HASKIN et al. (1968).

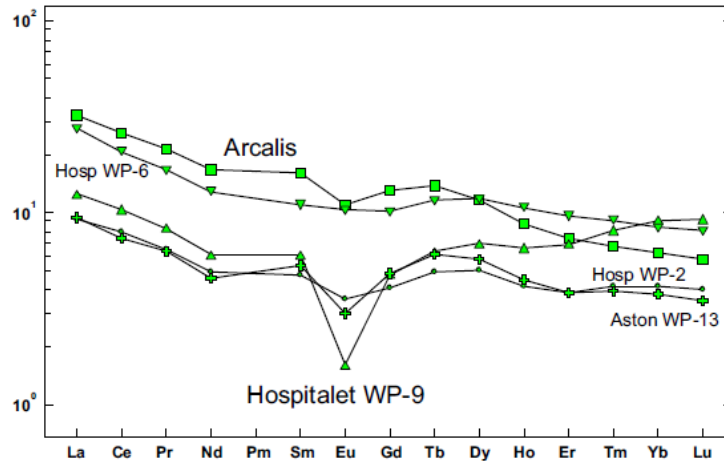


Abbildung 4.6: REE-Plot ausgewählter Proben, der in dieser Arbeit datierten Granitgänge. Chondritisch normiert nach HASKIN et al. (1968).

Beim Vergleich der Ergebnisse (Abb. 4.7/4.8) wird zunächst deutlich, dass sich die absoluten Gehalte der Seltenen Erden Elementen (REE) unterscheiden. So weisen die Granite mit Altern um die 340 Ma die niedrigsten (0,04 ppm – 15 ppm pro Element), die der spätvariszischen, 300 Ma alten Granite die höchsten Gehalte (0,16 ppm – 79 ppm pro Element) an REE auf. Die in dieser Arbeit beprobten Granitgänge liegen mit ihren REE-Gehalten (0,11 ppm – 17 ppm pro Element) zwischen den zuvor genannten Graniten (Abb. 4.7 rechts). Die LREE/HREE (*Light Rare Earth Elements/Heavy Rare Earth Elements*) Verhältnisse steigen von den älteren Graniten hin zu den jüngeren, zwar wenig ausgeprägt, sukzessive an. Dies zeigt sich an der zunehmend leichten Versteilung der Kurven.

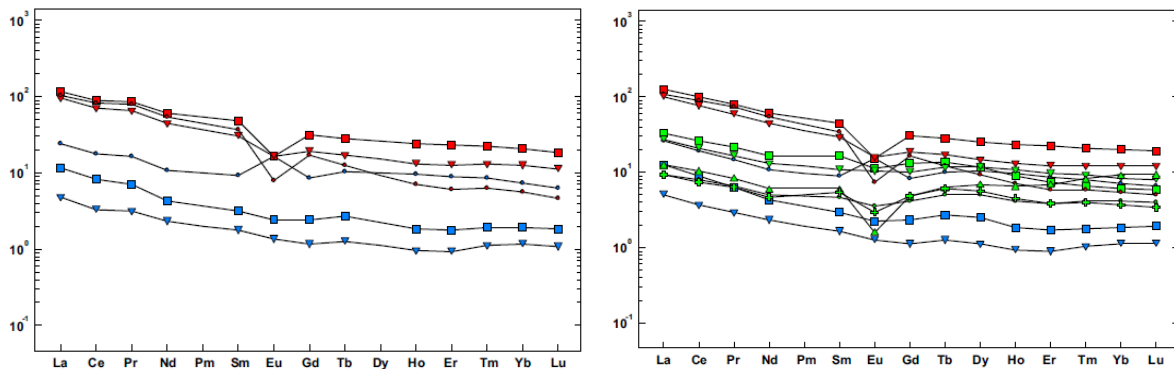


Abbildung 4.7: REE-Spider Diagramme mit der Darstellung (links) der Daten postvariszischer Granitplutone (rot) sowie der Granitintrusionen aus dem Visé (blau). Rechts sind zusätzlich die REE-Signaturen der eigenen Proben (grün) einbezogen, die die vermuteten Mischsignaturen der Schmelzen anzeigen. (vgl. auch Abb. 4.8 für eine genauere Positionierung der Kurven.) Chondritisch normiert nach HASKIN et al. (1968).

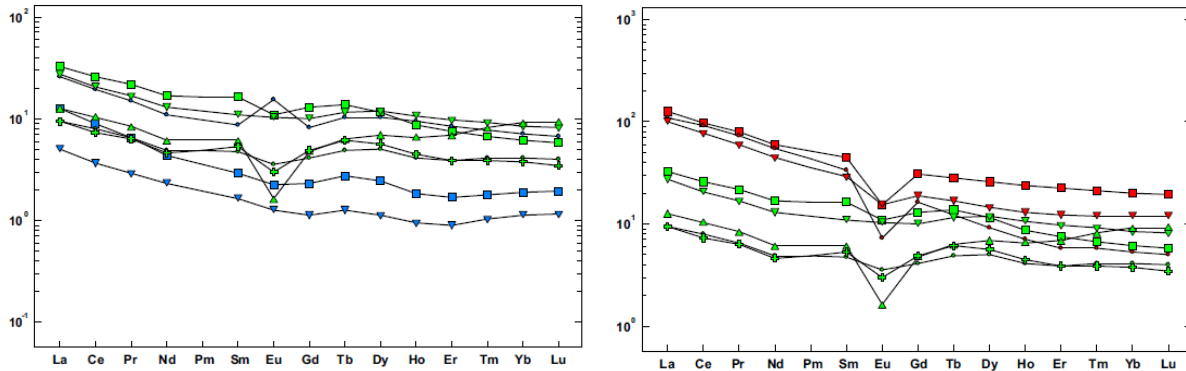


Abbildung 4.8: REE-Spider-Diagramme mit der Darstellung (links) der Seltenen Erden Signaturen der Daten der Granitintrusionen aus dem Visé (blau) gegen die in dieser Arbeit datierten Granitgänge (grün). Rechts befindet sich die Darstellung der Daten der postvariszischen Granitplutone (rot) und der in dieser Arbeit datierten Granitgänge (grün). Hier werden noch einmal die Unterschiede der absoluten REE-Gehalte deutlich. Chondritisch normiert nach HASKIN et al. (1968).

4.4. Interpretation der Ergebnisse

Die mit steigender Ordnungszahl abfallenden Kurvenverläufe weisen auf eine Fraktionierung von HREEs gegenüber den LREEs hin. Eine Abreicherung der HREE kann mit der Anwesenheit von Zirkon und Granat in den Schmelzedukten erklärt werden. Die unterschiedlich ausgeprägten Eu-Anomalien können mehrere Gründe haben. Eine Hauptkomponente für eine negative Anomalie ist die Plagioklas-Fraktionierung in restitischen oder eine Differenzierung bei anatektischen Schmelzen (MARKL 2012). Ein weiterer Effekt ist das Zusammenspiel von solchen hochfraktionierten Restschmelzen und pneumatolytisch-hydrothermalen Fluiden, die bei diesen Prozessen entstehen (SCHWINN & MARKL 2005). Ein weiteres entscheidendes Detail ist die Modalzusammensetzung, welche die diversen LREE/HREE-Verhältnisse, aber auch die Eu-Anomalie steuern (BEA et al. 1994). Dies gilt sowohl für die Edukte als auch die für Produkte der Schmelzen. Hier muss erwähnt werden, dass die, für diese REE-Plots gemessenen Proben von Bossòst und Soulcem keinen Biotit enthalten, Bassiès, Mt.-Louis und Ax dafür in größerem Umfang. In den Granitgängen kann zu geringen Teilen Biotit vorhanden sein. Schaut man zudem auf die TiO₂ Fraktionierungsreihe, so müsste es sich bei den ältesten Graniten um die am höchsten fraktionierten handeln. Somit stellt sich die Frage nach dem Verbleib der weniger differenzierten und mafischeren Plutonite, wie sie im Zusammenhang mit den jüngeren Intrusionen wie Mt.-Louis und Bassiès bekannt sind. Vermutlich sind diese noch nicht aufgeschlossen.

Auf Grund der verschieden hohen absoluten REE-Gehalte der jeweiligen Fraktionen können diese auch in drei Gruppen unterteilt werden. Diese werden in den Abbildungen 4.7 bis 4.8 gegenübergestellt. So kann man mindestens davon ausgehen, dass sich die Schmelzen in unterschiedlichen Magmenquellen, in verschiedenen Krustenebenen gebildet haben können. Es kann weiterhin geschlossen werden, dass

die Granite mit Altern um die 340 Ma in den tiefsten Krustenniveaus gebildet wurden. Die nach CONDIE (1993) zu erkennende Oberkrustensignatur der großen spätvariszischen, oberkarbonischen Plutone ist zu bestätigen. Für die in dieser Arbeit untersuchten und datierten Granitgänge wird eine Mischsignatur aus beiden vorherigen Gruppen interpretiert. Diese kann durch das wiederholte Recycling, respektive einer Vermischung und Aufarbeitung älterer Intrusionsschübe aus eher tiefer krustalen Bereichen mit Schmelzen aus höher krustalen Niveaus erklärt werden. In diesen Fällen wurde der absolute REE-Gehalt der postvariszischen Plutone durch ein nur unvollständiges Überprägen zwar nicht erreicht, aber es konnten vereinzelt die negativen Eu-Anomalien ausgebildet werden.

Eine weitere mögliche Erklärung für die Umstände, die zu niedrigen REE-Gehalten und positiven Eu-Anomalien in leukokraten Gesteinen führen können, sind in einer Arbeit von GARCÍA-ARIAS et al. (2012) beschrieben. Die Autoren fanden über Experimente heraus, dass Ausgangsgesteine mit nur minimalen Unterschieden in der Hauptelementzusammensetzung unter bestimmten Bedingungen Schmelzen mit unterschiedlichen REE-Gehalten produzieren können. Die Ursachen dafür werden anhand von höheren Phosphatgehalten im Ausgangsgestein erklärt. Phosphat findet sich in Mineralen, wie zum Beispiel Apatit oder auch Feldspat, bei dessen Anwesenheit Seltene Erden Elemente bei Schmelzbildung im Ausgangsgestein zurückgehalten werden können. Das kann bis zur völligen Auslöschung der ursprünglichen Spurenelementzusammensetzung der Protolithen führen. Dieses Phänomen kann vor allem bei Schmelzen mit relativ niedrigen Temperaturen (700 °C-750 °C) beobachtet werden. Das führt auch dazu, dass unter Umständen felsische, leukokrate Intrusionen Signaturen aufweisen können, wie sie sonst eher mafische Gesteine besitzen. Dies kann sich beispielsweise durch niedrige REE-Gesamtgehalte und positive Eu-Anomalien bei Analyseergebnissen von leukokraten Granitoiden auswirken.

Eine weitere Möglichkeit, die unterschiedlichen Eu-Anomalien zu erklären, findet sich in einer Arbeit von TEREKHOV & SHCHERBAKOVA (2006). Hier wird die Möglichkeit besprochen, dass saure magmatische Gesteine, mit Hilfe von Ba und Sr angereicherten Fluiden aus tiefen Krustenbereichen, an REE verarmen. Zudem sollen die Magmatite geringe Konzentrationen von Rb und Zr aufweisen. In diesem Zusammenhang kann laut dieser Autoren ebenfalls eine positive Europium-Anomalie auftreten. Es zeigt sich in den eigenen Ergebnissen der Granite aus dem Visé nur eine geringe Abreicherung von Rb und Zr gegenüber dem Ax-Granit. Die niedrige REE-Konzentration im Vergleich zu den spätvariszischen Gesteinsproben ist deutlich. Die Anreicherung von Ba und Sr gegenüber den spätvariszischen Gesteinen ist nicht gegeben. Damit ist diese Theorie im Zusammenhang mit der geochemischen Zusammensetzung der in dieser Arbeit untersuchten Gesteine fraglich.

Insgesamt existieren für die Axialzone nur wenig Spuren- und Seltene Erden Element Analysen. Bekannt sind die Analysen des im Westen gelegenen permischen Aya-Plutons von DENÈLE et al. (2012). Hier zeigt sich, dass sowohl die untersuchten Gabbros leicht negative Eu-Anomalien als auch alle

granitischen Intrusionen stark ausgeprägte negative Eu-Anomalien besitzen. Weitere Analysen existieren von DRUGUET et al. (2014) für die Intrusivgesteine vom Cap de Creus ganz im Osten der Axialzone. Die dabei untersuchten älteren mafischeren Gesteine, wie Diorite und Granodiorite, weisen metaluminische Signaturen und relativ hohe Gehalte an REE bei recht flachen Kurven auf. Die jüngsten felsischen Granitoide und Migmatite zeigen weniger stark ausgeprägte oder keine Eu-Anomalien, sowie ein höheres LREE/HREE-Verhältnis anhand einer steileren Kurve, als die in dieser Arbeit untersuchten. Auch die absoluten REE-Gehalte der felsischen Gesteine sind etwas niedriger. Insgesamt ähneln sich die Signaturen der mafischen und felsischen Gesteine. Die metaluminischen Signaturen bei DRUGUET et al. (2014) weisen auf einen Einfluss von Mantelgesteinen hin, wie es zum Beispiel bei Subduktionszonen der Fall ist. Dies trifft auf die Gesteine dieser Arbeit nicht zu. DRUGUET et al. (2014) berufen sich bei der Erklärung ihrer geochemischen Analysen auch auf die Autoren GARCÍA-ARIAS et al. (2012).

Zusammenfassend ist zu sagen, dass es drei Möglichkeiten gibt, die Analysenergebnisse dieser Arbeit zu erklären: (1) Die Unterschiede in der chemischen Hauptelementzusammensetzung der Protolithen steuert die REE-Signatur der Schmelzprodukte. (2) Fluide aus tieferen Krustenbereichen beeinflussen die ursprüngliche REE-Signatur der granitoiden Intrusiva oder (3) es findet ein unvollständiges Recycling der REE-Signaturen von unter- und mittelkrustalen Gesteinen durch oberkrustale Intrusiva statt. Sicher ist, dass alle drei Theorien unter Temperaturbedingungen von 650 °C bis 750 °C als Erklärung herangezogen werden könnten.

Eine klare Entscheidung ist angesichts der derzeitigen Datenlage nicht möglich.

5. Fazit und Diskussion der Ergebnisse

5.1. Zusammenfassung und Interpretation

Für die Interpretation steht ein breites Spektrum von Daten in Kombination zur Verfügung. Das sind zum einen die Ergebnisse der Datierungen von Zirkonen der beprobten Granitgänge und zum anderen die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen. Des Weiteren sind auch die Ergebnisse der petrologischen und strukturellen Untersuchungen der Proben wichtiger Bestandteil der Interpretation. So konnten alle Proben, sowohl im Mineralbestand makroskopisch, wie auch mikroskopisch, als Kalifeldspat-reiche Granitoide identifiziert werden. Durch die RFA-Analysen konnte eine genauere Detektion vorgenommen werden, so dass die datierten Proben, inklusive der Kontrollproben AX und SC, als peraluminische Alkaligranite eingeordnet werden können. Diese Klassifikation der Plutonite nennt auch DENÈLE et al. (2007; 2014) in seinen Veröffentlichungen. ZWART (1965) schreibt schon von Muskovit-Graniten und auch Zwei-Glimmer-Graniten, als solche die beprobten Gesteine im Arbeitsgebiet ebenso identifiziert werden konnten.

Ausnahmen bei den RFA-Analysen bilden die, zu Vergleichszwecken geochemisch analysierten, Gesteine vom Bassiès-Pluton und dem Mont-Louis-Andorra-Pluton, welche aber nur bei den Hauptelementen Abweichungen aufweisen. Diese könnten mit der granitischen bis granodioritischen Zonierung bei diesen großen spätvariszischen Plutonen erklärt werden (GLEIZES et al. 1993; EVANS et al. 1997; CLEMENS 2003). Die REE-Analysen weisen mit ihrer Signatur eher auf Granitoide hin, die nicht über Fraktionierung mit Mantelkomponenten entstanden sind, sondern in einem höheren Krustenniveau durch lokale Schmelzbildung bei einer Krustenverdickung während einer Kontinent-Kontinent-Kollision.

Insgesamt kann davon ausgegangen werden, dass die hier beprobten Granitoide als S-Typ Granite entstanden. Ihr Edukt sind somit mindestens aluminiumreiche Sedimente (CLEMENS & WALL 1988; CLEMENS 2003). Dafür können die, die Gneisdome umgebenden, neoproterozoisch-ordovizischen Metasedimentserien in Frage kommen, was die ererbten Zirkone panafrikanischen, proterozoischen und archaischen Alters erklärt.

Durch die hohe Anzahl an ererbten Zirkonen ordovizischen Alters muss ein Teil des Schmelzedukts der Granitgänge auch von den Orthogneisen selbst stammen, in die sie intrudierten. Es besteht auch die Möglichkeit einer Aufarbeitung von mitgerissenen Xenolithen der Orthogneise.

Die geringe Anzahl an Zirkonen mit den für die Klärung der Hauptfragestellung entscheidenden Altern (300 Ma bis 350 Ma) ist, wie schon zum Teil in Kapitel 3 angesprochen, vermutlich durch das chemische und physikalische Environment der Magmen zu erklären. So sind die Temperaturen der Schmelzbildungen, je nach Chemismus und je nach H₂O-Gehalt des Ausgangsmaterials, vermutlich bei

circa 700 °C – 800 °C, maximal bei 875 °C (SYLVESTER 1998; BROWN & PRESSLEY 1999; BROWN 2001), eher aber kurz oberhalb der Anatexis von „wet granites“ angesiedelt (circa 650 °C). Dies führt dazu, dass ererbte Zirkone während des Schmelzprozesses keine Rücksetzung des U-Pb-Systems erfahren und auch nicht aufbereitet werden. Dies führt zu einem Mangel von chemischen Elementen, die zur Neubildung von Zirkonen oder auch Saumbildungen benötigt werden. Dies wiederum drückt sich in einer positiven Altersverteilung zugunsten ererbter Zirkone aus.

Die Datierungen zeigen umfänglich eine komplexe Entwicklung der bearbeiteten, vornehmlich kleineren Granitintrusionen. Betrachtet man die Verteilung der Alter, wie in Tabelle 7 dargestellt, so erkennt man, dass sich auf den ersten Blick kein einheitliches und eindeutiges Bild bietet. Schon bei der Betrachtung der Kontrollproben, die als geochronologischer Rahmen dienen sollten, fällt dies auf. Das Alter der Kontrollprobe AX von $306,2 \pm 1,6$ Ma stimmt noch exakt mit dem von DENÈLE et al. (2014) mit $306,2 \pm 2,3$ Ma datierten Ax les Thermes-Granit überein. Bei dem U-Pb-Alter der Probe SC treten gewisse Diskrepanzen auf. Das in dieser Arbeit bestimmte jüngste Intrusionsalter ist $301,5 \pm 2,2$ Ma und steht damit dem von MEZGER & GERDES (2016) mit $339,4 \pm 2,5$ Ma zunächst konträr gegenüber.

Tabelle 7: Übersicht über alle bestimmten Analysenergebnisse (Altersmaxima) dieser Arbeit. Zur besseren Übersicht wurden die Klassifizierungen der Altersgruppen aus Kapitel 3.14. übernommen. Die schwarzen Zahlen zeigen die konkordanten Alter, die roten, kursiven stellen die Alter des Schnittpunktes einer konstruierten Diskordia mit der Konkordia dar. Altersangaben in Millionen Jahren (Ma).

Altersabschnitte	290-300	300 - 310	320-340	350-360	380-390	400-420	450-480	500+	1000+	2000+	3000+
Proben											
WP2		303,1 ± 6,9		351 ± 21	383,3 ± 8,7	412,5 ± 8,1	455,7 ± 4,4	521 ± 15 838 ± 30		2110 ± 29 2441 ± 33	
WP3		304,4 ± 3,4	331,1 ± 6,1				452,2 ± 6	578 ± 21			
WP5		304,1 ± 2,5	330,2 ± 8,5				457,7 ± 7,5	550 ± 14 589 ± 12 620 ± 17 676 ± 13			
WP6		306,4 ± 5,2				415 ± 15	470,3 ± 4	577 ± 20 613 ± 22	1548 ± 48		3144 ± 25
WP7		305,6 ± 9,4	336,5 ± 9,8			407,9 ± 5,3	453,3 ± 3,9	655 ± 25			
WP8	299,3 ± 5		326,5 ± 7,2	356,1 ± 7,9		401,9 ± 9,9	440,9 ± 3,3 478,5 ± 4,7	565 ± 15 617 ± 20			
WP9			327,9 ± 5,6	356,5 ± 7,3	385 ± 15		449,2 ± 8,7	516 ± 22 764 ± 23			
WP12		304,1 ± 8,9	329 ± 13					600,2 ± 5,8 634,8 ± 5,2 680,5 ± 7,2 984,8 ± 14	1972 ± 35	2624 ± 18 2889 ± 22	
WP13	297,2 ± 3,8		342 ± 11								
ARCA	287,6 ± 5,5 299,6 ± 3,6		332,3 ± 4,7								
Kontrollproben	290-300	300 - 310	320-340	350-360	380-390	400-420	450-480	500+	1000+	2000+	3000+
AX		306,2 ± 1,6	326 ± 9,9			427 ± 14	470,8 ± 7,8	538 ± 15 645 ± 16 681 ± 19		2596 ± 24	
SC		301,5 ± 2,2	325,5 ± 2,9	361 ± 7,3			473,7 ± 12	539 ± 10 589 ± 8,9 635,7 ± 7,2 811 ± 11 861 ± 21	1039 ± 20 1614 ± 35 1854 ± 33	2322 ± 32	

Es konnte in der Probe SC allerdings ein weiteres großes Maximum mit einem Alter von $325,5 \pm 2,9$ Ma bestimmt werden, welches deutlich in die Richtung der Datierung von MEZGER & GERDES (2016) tendiert. Bei genauerer Betrachtung der Zirkone zeigt sich, dass in der Probe von MEZGER & GERDES (2016) keine ererbten Kerne zu finden waren und auch der U-Gehalt wesentlich höher lag. Es findet sich in der Probe dieser Arbeit akzessorisch sekundär gebildeter Chlorit. Die Probennahmepunkte befinden sich ungefähr in 800 m Entfernung voneinander. Es ist wahrscheinlich, dass die Probe SC, obwohl aus demselben Pluton stammend, einem späteren Intrusionsschub zuzuordnen ist, der im Bereich der Probe von MEZGER & GERDES (2016) ausblieb. Große Intrusionen können magmatisch zoniert sein. Hier zeigt sich die Zufallsabhängigkeit von Probennahmen, denn auch bei dem Vergleich der Kontrollprobe AX mit der von DENÈLE et al. (2014) treten Diskrepanzen auf. So sind in der Probe dieser Arbeit kaum ererbte Zirkone ordovizischen Alters enthalten. In der Probe von DENÈLE et al. (2014) zeigt sich ein gegenteiliges Bild. Nach der Darstellung der Analysenergebnisse bei DENÈLE et al. (2014) existiert eine hohe Anzahl an ererbten Altern um die 480 Ma.

Das Hauptziel dieser Arbeit ist die Klärung des Beginns und der Dauer der variszischen Hauptdeformationsphasen in der Axialzone der Pyrenäen. Daher sind im Areal des Aston- und Hospitalet-Domes die devonischen und karbonischen Alter besonders wichtig. Die ersten nennenswerten Intrusionsalter treten bei WP2, WP8 und WP9 auf. Ist das Alter bei WP2 mit 351 ± 21 Ma noch sehr ungenau und kaum zu nutzen, ist bei WP8 mit $356,1 \pm 7,9$ Ma und bei WP9 mit $356,5 \pm 7,3$ Ma schon eine genauere Aussage möglich. Das nächste Intrusionsereignis kann zwischen 326 Ma und 336 Ma eingegrenzt werden (WP3, WP5, WP7, WP8, WP9, WP12). Die Proben WP13 und ARCA geben mit ihren diskordanten Altern bei 342 ± 11 Ma und $332,3 \pm 4,7$ Ma ebenfalls Hinweise auf diese Intrusionsphase (Tabelle 7). Die nächste Intrusion manifestiert sich laut Datierungen von WP2, WP3, WP5, WP6, WP7 und WP12 zwischen $306,4 \pm 5,2$ Ma und $303,1 \pm 6,9$ Ma. Ob das, von der Datenmenge her, kleinere Maximum zwischen $299,3 \pm 5$ Ma und $297,2 \pm 3,8$ Ma (WP8, WP13, ARCA) eine eigenständige Intrusionsphase darstellt oder im Zusammenhang mit dem vorher genannten steht, kann nur über die strukturelle Beanspruchung der Gesteine eindeutig geklärt werden. Das jüngste Alter der Probe ARCA, mit $287,6 \pm 5,5$ Ma bestimmt, kann als Alterationsalter innerhalb der, in der Deformationsphase D_3 aktiven, Mérens Scher- und Störungszone oder auch als sehr späte postvariszische Intrusion interpretiert werden.

Mit Ausnahme der Proben des Ax-Granits und WP13 sind alle Proben deformiert. Der Deformationsgrad ist unterschiedlich. Als wichtiges Ergebnis ist festzuhalten, dass die Intrusionen syntektonisch stattfanden. Damit lassen sich die Deformationen, wie in der Literatur beschrieben, indirekt datieren. Dieses wiederum lässt Rückschlüsse über die zeitliche Einstufung der D_2 -Phase zu, die in diesem Zeitraum postuliert wird. Eine tiefgreifende Deformation der Granite während der alpidischen Orogenese ist auszuschließen (LAUMONIER 2015).

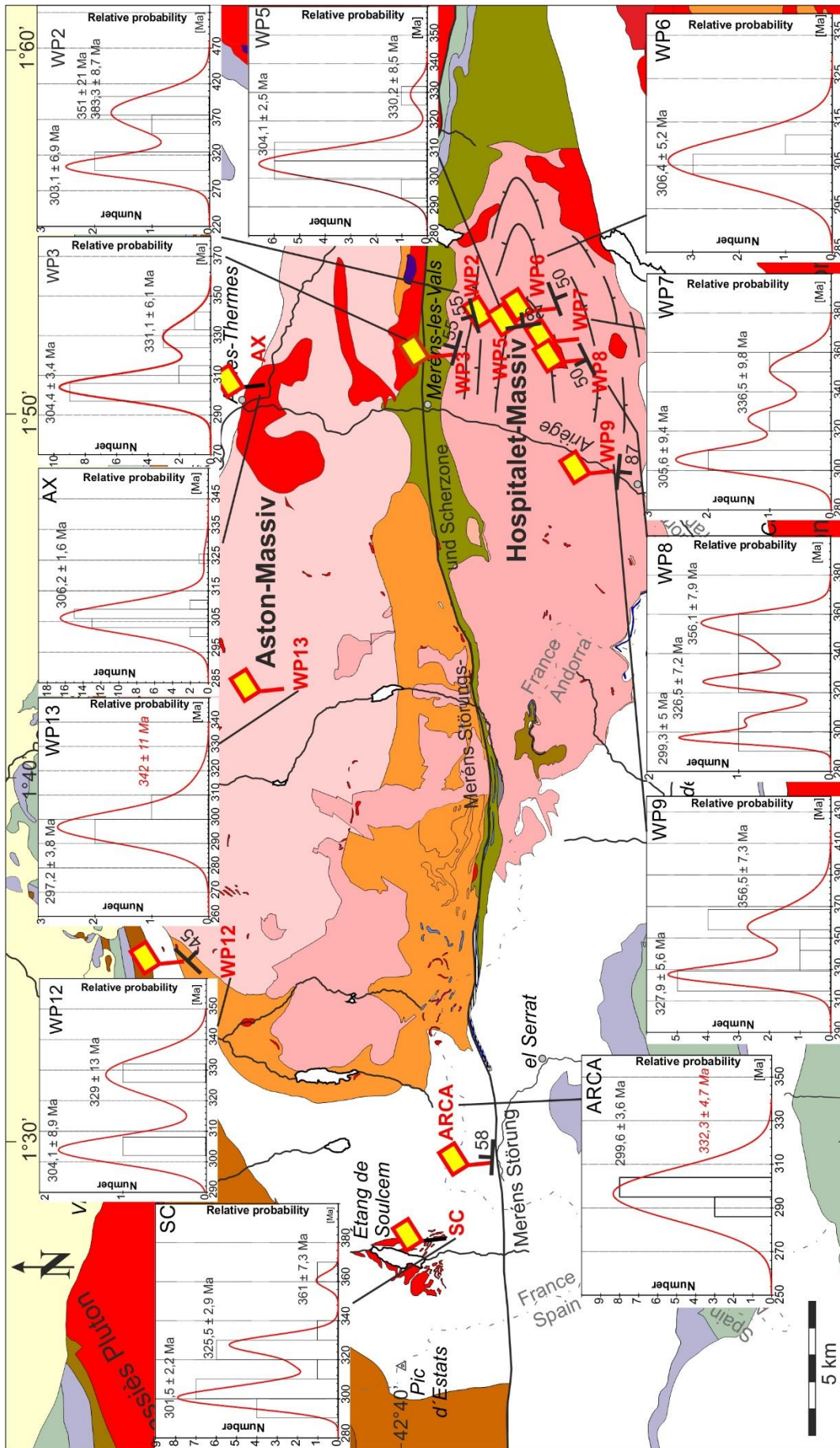


Abbildung 5.1: Übersicht des Arbeitsgebietes mit den Probennahmepunkten und den dazugehörigen Histogramm-Darstellungen, welche die einzelnen Intrusionsevents zwischen 295 Ma und 385 Ma anzeigen. In den Histogrammen sind die jeweiligen konkordanten Alter der Maxima enthalten. Kursive, rote Daten sind diskordante Analysen, welche das Alter aus dem oberen Schnittpunkt der Diskordia mit der Konkordia zeigen. Zusätzlich ist die Hauptfoliation des östlichen Hospitalet Orthogneises nach MEZGER (2009) und DENËLE et al. (2014) eingezeichnet. Zum Vergleich damit wurden außerdem die, aus den Schläffen identifizierten, Foliationen der Granitgänge dargestellt.

Ein weiterer wichtiger Punkt ist die Raumlage der detektierten Foliationen oder strukturellen Merkmale mindestens in den Dünnschliffen. Diese Foliation passt sich je nach Lage der Probenpunkte meist der umlaufenden Foliation des Orthogneises, im Falle von WP12 der Foliation der Metasedimente an (Abb. 5.1/Tabelle I in Anhang Ixx). Damit ist eine syntektonische Deformation der einzelnen Proben, soweit vorhanden, nachgewiesen. Aufgrund der noch vorhandenen Deformationen in den einzelnen granitoiden Gängen, dürfte D_2 noch nicht abgeschlossen gewesen sein. Dies gilt mindestens bis zu dem U-Pb-Alter der Probe WP8 von $299,3 \pm 5$ Ma. Bei der Probe WP13 ($297,2 \pm 3,8$ Ma), einem Pegmatit, konnte zumindest makroskopisch keine Deformation mehr nachgewiesen werden, so dass ein Ende der Deformationsphase innerhalb dieses Zeitraumes sehr wahrscheinlich ist. Da bei der Probe WP9 kein jüngerer Alter als $327,9 \pm 5,6$ Ma nachgewiesen werden konnte und die strukturelle Beanspruchung in etwas stärkerem Maße in Gestalt einer gut ausgebildeten Foliation sichtbar wird (*spaced domainal foliation*), wird auch hier davon ausgegangen, dass es sich um eine D_2 -Deformation handelt. Somit kann der Beginn einer D_2 Deformationsphase zumindest auf ein Alter von knapp 328 Ma belegt werden. Im weiteren Schluss bedeutet das auch, dass das Alter der D_1 -Deformationsphase ebenfalls korrigiert werden muss.

In Abbildung 5.1 ist auf den, für alle datierten Proben, zusammengestellten Histogrammen die Mehrphasigkeit der Intrusionen in den zwei bis drei auftretenden Peaks gut zu erkennen. Die Histogramme wurden bewusst auf die Zeit von 290 Ma bis circa 400 Ma beschränkt, um eine hohe Auflösung der Datendarstellung zu erreichen. Einzig WP6 teilt diesen Trend streng genommen nicht, wobei eine Probe mit 112 % Konkordanz bei circa 326 Ma plottet (Abb. 3.10) und somit bei höherer Genauigkeit auch dem allgemeinen Trend folgen würde. Die Proben WP13 und ARCA plotten ebenfalls nicht mit mehreren Peaks, da die Alter bei 332 Ma und 342 Ma über die Diskordia konstruierte Alter sind, welche in der Darstellung nicht berücksichtigt werden.

5.2. Vergleich der Ergebnisse mit Daten weiterer Autoren und Diskussion

LAUMONIER et al. (2010) und DENÈLE et al. (2014) präferieren eine sehr kurzfristige Entwicklung des D_2 -Ereignisses und splitten dieses noch auf, um die einzelnen Stadien genauer erfassen zu können. Die Autoren sind der Meinung, dass die aktive Phase der D_1 -Deformation durch die Ausbildung von regionaler Foliation und südvergenten Falten und Überschiebungen repräsentiert wird. Sie fand in der mittleren Kruste und bei niedrig- bis mittelgradiger Barrow-Typ Metamorphose statt. Diese Phase soll die Bildung einer gut ausgeprägten Hauptschieferung in der mittleren und oberen Kruste induzieren. Allerdings seien große Deckenstapelungen, wie sie im Kern des variszischen Orogens vorkommen, in den Pyrenäen gänzlich unbekannt. Dies wird als Zeichen für eine begrenzte Verdickung im frühen

Stadium der Deformation interpretiert (DENÈLE et al. 2014). Beim D₂-a Stadium handelt es sich nach diesen Autoren um einen synkonvergenten, horizontalen *crustal flow* mit einem ostwärts gerichteten Top und einer einhergehenden Niedrigdruck-Hochtemperatur (LP-HT) Metamorphose mit Migmatisierung. Dieses Stadium soll bei circa. 308 Ma bis 305 Ma stattgefunden haben. Diese Deformation soll im Aston- und Hospitalet-Dom sowie in den peraluminischen Granitkörpern dominant sein, im Canigou Orthogneis allerdings unauffällig. Die Phase D₂-b, welche von LAUMONIER et al. (2010) noch ein weiteres Mal unterteilt wurde (siehe Abb. 5.2), soll dann das Aufdomen der ordovizischen Plutone der mittleren Kruste, mit einhergehender, im Kilometer-Maßstab ausgebildeter Faltung unter einem transpressiven Spannungsfeld beinhalten. Dieser Event wird bei circa 304 Ma bis 301 Ma eingeordnet. In dieser Phase bildete sich laut den Autoren auch die S₂-Foliation aus. DENÈLE et al. (2014) setzen dem Ganzen einen noch engeren Rahmen und postulieren die D₂-Deformationsphase innerhalb eines Zeitraumes von 5 Ma zwischen 306 Ma bis 301 Ma (siehe Abb. 5.2), dem sich dann die D₃-Deformation anschließen soll. Die gesamte D₂-Phase ist nach DENÈLE et al. (2014) gleichzeitig die Phase des aufkommenden spätvariszischen Plutonismus innerhalb der zentralen und östlichen Axialzone. Bei LAUMONIER et al. (2010) gilt dies für die Phasen D₂-a bis D₂-c.

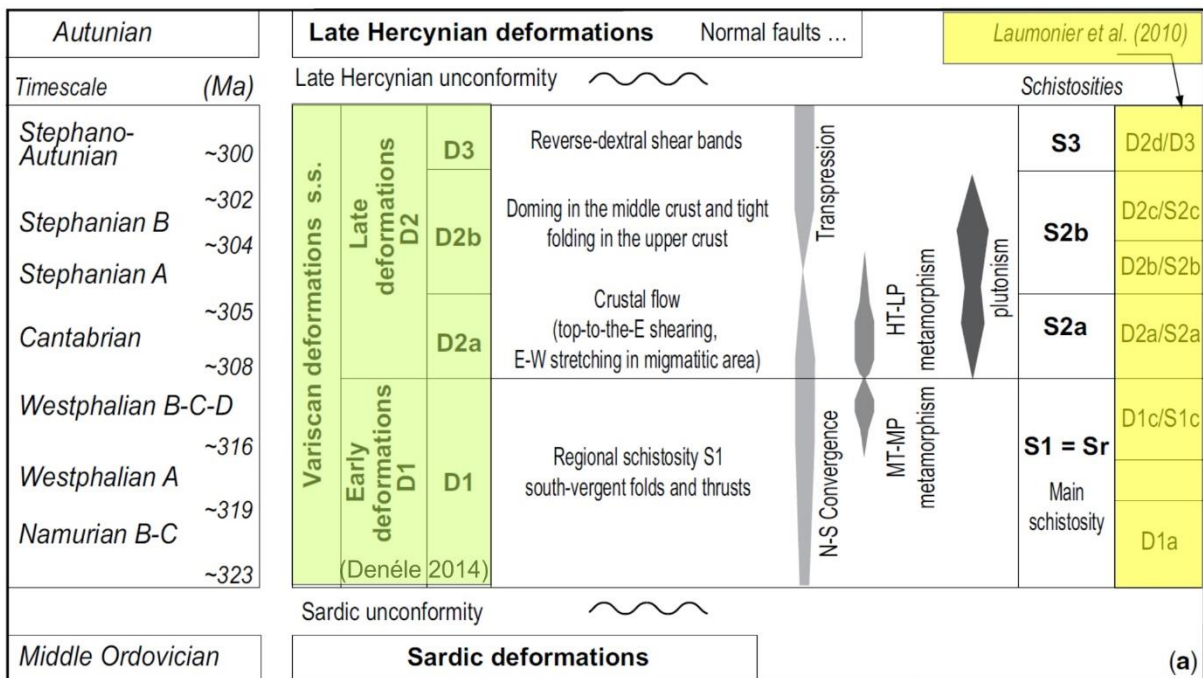


Abbildung 5.2: Zusammenfassung der tektonometamorphen Hauptereignisse des variszischen Segments der Pyrenäen nach LAUMONIER et al. (2010) und DENÈLE et al. (2014) bearbeitet nach DENÈLE et al. (2014). Die Altersstellungen von D₁ und D₂ müssen nach den Ergebnissen dieser Arbeit korrigiert werden. Das neue Schema folgt in Abbildung 5.4.

MEZGER & GERDES (2016) wiederum schreiben, dass die Nachweise und das Wissen für die D₁-Deformationsphase relativ schlecht im Aston- und Hospitalet-Dom erhalten sind. Diese zeigt sich laut Autoren dort nur in älteren Krenulationen oder als rotierte Einschlüsse in Porphyroblasten. Laut

MEZGER & PASSCHIER (2003) weisen Isoklinalfalten in den niedriggradigen *slates* der Axialzone darauf hin, dass eine moderate Krustenverdickung stattfand. Dies zeigt sich darin, dass es außer im Canigou-Massiv keine Hochdruck-Paragenesen gibt. Im Bossòst-Dom ist D_1 durch eine Mitteldruck-Metamorphose (MP) mit Granat-Stauroolith-Schiefen nachzuweisen, die Druckbedingungen von 5,5 kbar repräsentieren (MEZGER et al. 2004). Mit der Intrusion von Bossòst- und Soulcem-Granit ging eine LP-HT Metamorphose sowie eine lokale Migmatisierung der Nachbargesteine einher. Die Kontaktaureole des Soulcem-Granits zeigt eine gut ausgeprägte S_2 -Schieferung, welche ab 339 Ma gebildet wurde. S_2 -Einschlüsse in Cordierit-Porphyroblasten näher am intrusiven Kontakt zeigen, dass die S_2 -Foliation in tieferen Krustenniveaus bereits entwickelt war, als die Granite eindrangen, aber sich in höheren Krustenniveau fortsetzte sowie sich die Kontaktaureole erweiterte (MEZGER & GERDES 2016).

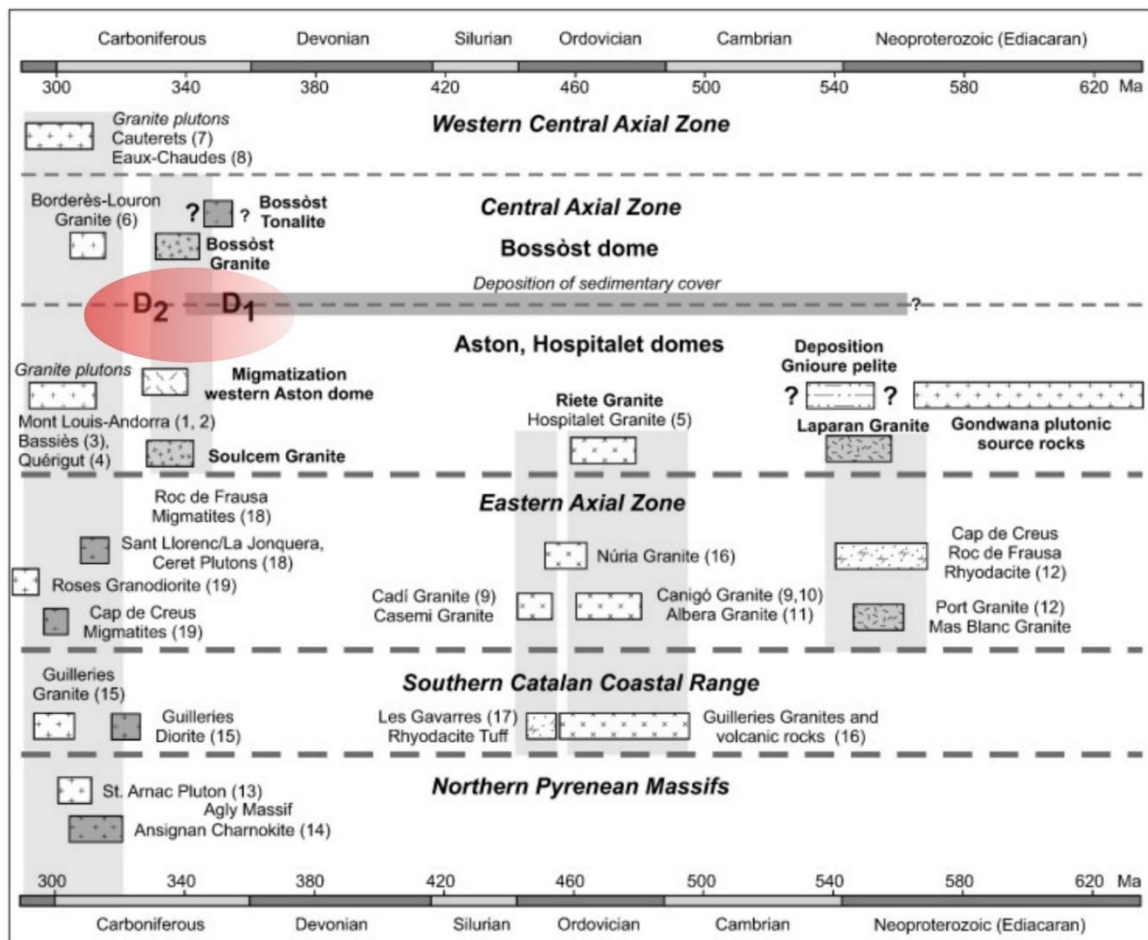


Abbildung 5.3: Zeit-Event Diagramm der Aston- und Bossòst Dome der Zentralpyrenäen im Vergleich zur westlichen und östlichen Axialzone, den Nordpyrenäenmassiven und dem katalanischen Küstengürtel. Die grau unterlegten Bereiche sind die magmatischen Episoden. Die D_1 - und D_2 -Phasen beziehen sich nur auf die Hauptdeformationsphasen im Aston- und Bossòst-Dom (MEZGER & PASSCHIER 2003; MEZGER 2009). Die geochronologischen Daten stammen von (1) (MAUREL et al. 2004), (2) (ROMER & SOLER 1995), (3) (PAQUETTE et al. 1997), (4) (ROBERTS et al. 2000), (5) (DENÈLE et al. 2009), (6) (GLEIZES et al. 2006), (7) (GUERROT 1998), (8) (GUERROT 2004), (9) (CASAS et al. 2010), (10) (DELOUL et al. 2002), (11) (LIESA et al. 2011), (12) (CASTIÑEIRAS et al. 2008), (13) (OLIVIER et al. 2008), (14) (RESPAUT & LANCELOT 1983), (15) (MARTÍNEZ et al. 2008), (16) (MARTÍNEZ et al. 2011), (17) (NAVIDAD et al. 2010), (18) (AGUILAR et al. 2013), (19) (DRUGUET et al. 2014). Verändert nach MEZGER & GERDES (2016).

D_2 soll weiterhin nach dem Abkühlen der Granite aktiv sein, da plastische Verformungen in Form von Mikrostrukturen, wie zum Beispiel Quarz-Deformationsbänder nachweisbar sind. Die Wärme aus den eindringenden felsischen Schmelzen schwächen die Wirtsgesteine thermisch und verbessern somit die Entwicklung der Schieferung in dem Aston- und Hospitalet-Dom (DENÈLE et al. 2007; MEZGER 2009). Der Orthogneis und der Granit besitzen eine höhere Kompetenz als die umliegenden Schiefer. In einer Kompressionseinstellung können Dehnungspartitionierung um den Orthogneis oder Granit zu lokalen Dehnungsscherungen führen, die senkrecht zur Druckspannung im Dachbereich des kompetenten Orthogneises und Granits stehen (MATTE et al. 1998).

Wie in der Abbildung 5.3 zu sehen, wird von MEZGER & GERDES (2016) mit der Annahme eines Magmatismus im Visé und der damit eng verbundenen D_2 die zur Verfügung stehende Zeit der Hauptdeformationsphase um bis zu 35 Ma, im Gegensatz zur vorher dargestellten Theorie von LAUMONIER et al. (2010) und DENÈLE et al. (2014), erweitert. Damit ist auch die zeitliche Einordnung der Deformationsphase D_1 betroffen und sie muss somit in ihrer Altersstellung korrigiert werden. So wurde auch nach CARRERAS & CAPPELLA (1994) und MEZGER (2009) die flach liegende Schieferung (S_2) innerhalb der Gneisdome der zentralen Axialzone, bei tieferen strukturellen Krustenniveau (Infrastruktur), schon zu Anfang der variszischen Deformation entwickelt. Sie ist keine jüngere Überprägung einer bestehenden steilstehenden Suprastruktur, wie zum Beispiel von VISSERS (1992) und anderen postuliert.

Die Ergebnisse der eigenen Arbeit zeigen, dass das Einsetzen der D_2 - und der D_1 -Phase höchstwahrscheinlich deutlich vor dem von LAUMONIER et al. (2010) und DENÈLE et al. (2014) postulierten Zeitraum einsetzt. Die mehrphasigen Intrusionsereignisse, wie in Abbildung 5.1 an den Histogrammen zu erkennen, deuten auf einen breiter gefächerten Zeitraum der Hauptdeformationen hin, als von den Autoren angenommen. So setzen erste vereinzelte Intrusionen bei 405 Ma und 380 Ma ein, diese setzen sich bei circa 350 Ma fort und steigern sich bei rund 330 Ma. Die Probe WP9 mit dem Alter von 327 Ma zum Beispiel weist eine gute Foliation und Deformation aus, welche dem Orthogneis in der Raumlage ähnelt und somit während der Hauptdeformation (D_2) syntektonisch entstanden sein muss. Soweit nachvollziehbar passen sich die Foliationen der Proben nahezu dem umlaufenden Streichen der Hauptfoliation der Dome an. (Abb. 5.1). MAJOUR & PRIEM (1987) beschreiben eine fast vollständige Homogenisierung der Strontium-Isotopen-Zusammensetzung des Aston Orthogneises vor 315 Ma. Auch das ist ein Hinweis auf ein früheres Einsetzen der Hauptdeformationsphase D_2 , als dies von LAUMONIER et al. (2010) und DENÈLE et al. (2014) präferiert wird. Dass während der D_1 -Phase die Krustenverdickung vermutlich noch zu moderat war, um große Mengen anatektischer Schmelzen zu produzieren, könnte ein Grund für die nur selten auftretenden U-Pb-Alter bei 355 Ma bis 350 Ma sein. Es gab schon in kleinerem Umfang aufsteigende granitische Magmen, selbige dürften aber noch keinen großen Einfluss auf die Orthogneiskörper besessen haben,

zudem sie sich nur in unterkrustalen Bereichen gebildet haben können. Nur dort dürften die Bedingungen zur Bildung einer anatektischen Schmelze geherrscht haben. Es gibt ein weiteres Indiz dafür, dass die älteren ordovizischen Plutone nicht als Edukt dienten. Es können bei diesen Proben keine ererbten ordovizischen Kerne mit einem 350 Ma alten Saum nachgewiesen werden.

Auch die paläogeographische Lage der Pyrenäen im Variszikum spielt bei der Betrachtung der zeitlichen Entwicklung der Deformationen eine Rolle. So positionieren beispielsweise CATALÁN (2012) und FRANKE (2014) den variszischen Teil der Pyrenäen etwas südlich vom Nordrand Gondwanas, allerdings nahe des Kerns des Iberischen Bogens. Nach KRONER & ROMER (2013) trifft dieser Teil Gondwanas als nördlichster Sporn, durch die entgegen dem Uhrzeigersinn gerichtete Rotation, zuerst auf Laurussia. Hier setzt ab 340 Ma eine transpressive Tektonik ein, in dessen Verlauf, mit einhergehender Escape-Tektonik, sich die späteren Scherzonen entwickeln. Nach YIN (2004) ist ein transpressives Druckregime eine Möglichkeit, strukturelle und metamorphe Dome zu generieren. Diese transpressiven Deformationsbedingungen fördern den Aufstieg von anatektischen Intrusiva, wie es während D_2 im Arbeitsgebiet von allen Autoren beschrieben wird. Dies wiederum bedeutet, dass der Beginn der Deformationsphase D_2 sinnvoller bei circa 340 Ma einzuordnen ist.

Der Vollständigkeit halber sei noch die Deformationsphase D_3 erwähnt, welche für eine E-W Faltung im Aufschlussmaßstab sowie im 100er Meter-Bereich verantwortlich ist. Dabei konnten die, zum Teil mylonitischen Scherzonen mit reversem, dextralem Schersinn entstehen, welche während des Abkühlens der variszischen Kruste entstanden (MEZGER & PASSCHIER 2003). Diese Scherzonen zeigen retrograde mittel- bis niedriggradige Metamorphosebedingungen und steil einfallende mylonitische Foliation (DENÈLE et al 2008; MEZGER et al. 2012). So liefert die U-Pb-Datierung bei WP8 und ARCA Kristallisationsalter von $299,3 \pm 5$ Ma und $299,6 \pm 3,6$ Ma. Diese Alter wurden bei LAUMONIER et al. (2014) als Alter für die beginnende D_3 , mit der Ausbildung von E-W streichenden Falten im 100er Meter Maßstab und der retrograden Mylonitzonen wie bei Mérens, eingestuft. Das Alter dieser Grenze von D_2 zu D_3 kann in dieser Arbeit bestätigt werden. Mit dem Alter von $297,2 \pm 3,8$ Ma des Pegmatitganges (Probe WP13), welche sich mitten im Aston-Orthogneis befindet, aber tektonisch nicht mehr beansprucht ist, könnte es innerhalb der D_3 -Phase noch zu sehr späten Intrusionen gekommen sein. Die Probe ARCA muss mit einiger Vorsicht betrachtet werden, da sie direkt aus der Störungszone stammt. Sie besitzt ein U-Pb-Alter von $287,6 \pm 5,5$ Ma, welches entweder mit Alterationserscheinungen durch zirkulierende, hydrothermale Wässer innerhalb der Störung erklärt, oder als sehr späte Intrusion interpretiert werden kann. Letzteres wird präferiert. Solch ein junges Alter wurde innerhalb des Arbeitsgebietes von anderen Autoren noch nicht beschrieben.

5.3. Entwicklungsmodell des Arbeitsgebietes

Aufgrund bisheriger Forschungen über die Entwicklung der Axialzone und die durch diese Arbeit gewonnenen Daten ist es möglich, die Genese von Teilen der Axialzone genauer zu fassen. Zudem wird versucht, die geotektonische Stellung einschließlich der paläogeographischen Position innerhalb des variszischen Bogens, in die Interpretation einzubeziehen.

Die in den Proben WP2, WP6, WP12 aber auch AX und SC auftretenden detritischen Zirkone mit Altern zwischen 3,14 Ga bis 1,97 Ga weisen den Westafrikanischen Kraton als ursprüngliches Herkunftsgebiet des recycelten Materials aus (LINNEMANN et al. 2008; LINNEMANN et al. 2014). Die beiden Alter detritischer Zirkone von 1039 Ma (SC) und 1548 Ma (WP6) könnten ihre Provenienz in Amazonia besitzen, wobei von dort wiederum Sedimentationsprozesse das Material in Sedimentationsräume des Westafrikanischen Kratons transportierten (JOHANSSON 2009; LINNEMANN et al. 2014). Detritische Zirkone mit Altern von 950 Ma bis 850 Ma, wie in WP2, WP12 und SC zu finden sind, sollen sich, nach LINNEMANN et al. (2008), auf magmatische Episoden während des Zerbrechens von Rodinia beziehen. Alle Alter von ererbten Zirkonen zwischen 750 Ma und 600 Ma sind panafrikanischen und zwischen 590 Ma bis circa 540 Ma cadomischen Ursprungs. Diese Klassifikation und Trennung von panafrikanischen und cadomischen Provenienzen wurde von LINNEMANN et al. (2014) vorgeschlagen. Die gesamten vorgenannten Zirkone wurden in Magmatiten gebildet und gelangten später über diverse Erosions- und Sedimentationsprozesse in den nördlichen Bereich von Gondwana. Diese Sedimente bildeten das Ausgangsgestein der zukünftigen anatektischen Schmelzen im Variszikum. Die Edukte der Orthogneise von Aston und Hospitalet könnten nach LINNEMANN et al. (2008) von Post-Rift-gesteuerten Intrusionen bei der Öffnung des Rheischen Ozeans auf Seiten Gondwanas stammen. Diese ordovizischen Intrusionen drangen in die neoproterozoisch-kambrischen Sedimente als Lakkolithe ein (BESSON 1994). Mit Beginn dieses Ereignisses wird die Entwicklung der beiden Dome Aston und Hospitalet in Abbildung 5.4 dargestellt.

Im Zuge der ersten Krustenverdickung, unter vermutlich fast ausschließlich kompressiven Bedingungen, in der Phase D_1 , bildete sich eine S_1 -Foliation aus, die in tieferen Bereichen nur noch reliktilisch vorhanden ist. Die Datenlage dieser Arbeit lässt den Schluss zu, dass die D_1 -Phase schon um die 350 Ma, eventuell sogar schon wesentlich eher, aktiv war. Während dieser Phase scheint es, dass vereinzelt anatektische Schmelzbildung auftreten konnte. Diese müsste in der Unterkruste gebildet worden sein, da sonst die Druck-Temperatur-Bedingungen dafür nicht ausgereicht haben dürften. Laut den Ergebnissen dieser Arbeit muss es vereinzelt auch schon seltene Magmenschübe zwischen 407 Ma und 380 Ma gegeben haben. Solche Intrusionen sind in der Literatur im Zusammenhang mit dem Nordrand Gondwanas allerdings nur im Bereich des slowakischen Tatra-Gebirges beschrieben (POLLER et al. 2000) und stellen daher eine Besonderheit dar.

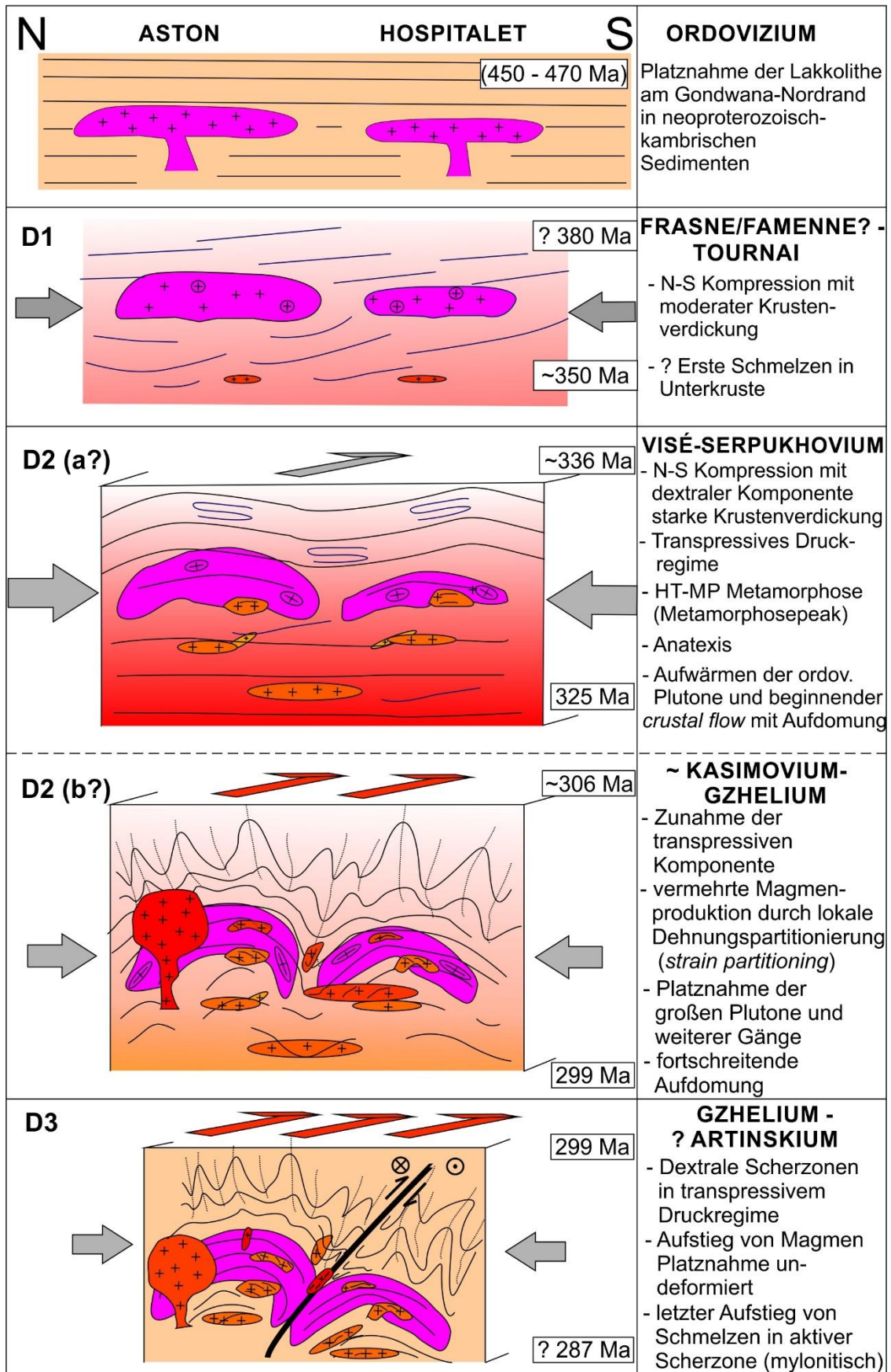


Abbildung 5.4: Entwicklungsmodell der variszischen Hauptdeformationsphasen für das Arbeitsgebiet in der Axialzone der Pyrenäen. Die flachliegenden Pfeile in den Darstellungen geben die zunehmende Stärke der dextralen Versatzkomponente mit lokalen Dehnungspartitionierungen (*strain partitioning*) an.

Mit einem Wechsel in transpressive Druckverhältnisse (DENÈLE et al. 2009; MEZGER 2009) setzt die Hauptdeformationsphase D_2 ein. Das Alter der Phase ist, nach Ergebnissen dieser Arbeit, zwischen 336 Ma und 325 Ma einzuordnen. Hier sind vermehrt Intrusionen peraluminischer und alkalischer Granitoide zu verzeichnen, welche dem Metamorphose-Höhepunkt geschuldet sind. Diese werden syntektonisch deformiert (D_2 -a?). Es folgen weitere Magmenschübe zwischen 306 Ma und 303 Ma, die ebenfalls, wenn auch schwach, deformiert sind (D_2 -b?). Diese Intrusionen arbeiten zum Teil die vorhergehenden auf, da in diesen ererbte Zirkone mit Altern um die 330 Ma gefunden wurden. Auch die späte Intrusion von Teilen des Soulcem-Granits mit einem Alter von 301,6 Ma fällt in diese Deformationsphase. Die späten Intrusionen (circa 306 Ma bis circa 300 Ma), zu denen beispielsweise auch der Ax-Granit gehört, sollten Produkte der zunehmenden Dehnungskomponente (*strain partitioning*) in dem transpressiven Druckregime sein (JONES & TANNER 1995; DEWEY et al. 1998; VIGNERESSE & TIKOFF 1999). Letzte deformierte Granitoide mit einem Alter von rund 299 Ma und undeformierte Pegmatite mit einem Alter von 297 Ma weisen auf das Ende von D_2 und die beginnende D_3 -Deformationsphase hin. Diese letzte variszische Deformationsphase (D_3) beinhaltet dann die Ausbildung von E-W streichenden Faltengürteln und mylonitischen Scherzonen, wie zum Beispiel die Mérens Scher- und Störungszone. Auch in dieser Phase könnte es aufgrund starker lokaler Extension, sogenannter lokaler Dehnungspartitionierung (*strain partitioning*) innerhalb der Scherzonen noch zu vereinzelt Aufstiegen von granitischen Magmen gekommen sein. Den entscheidenden Hinweis dafür zeigt das Alter von 287 Ma der Probe ARCA.

5.4. Schlussfolgerungen

Zusammenfassend kann für das Gebiet der Dome Aston und Hospitalet folgendes postuliert werden:

- a) Aufgrund des mehrphasigen Auftretens von radiometrischen Altern innerhalb des Zeitraums von 350 Ma bis knapp unter 300 Ma muss davon ausgegangen werden, dass die Hochtemperaturprozesse in diesem variszischen Segment, mit Krustenströmung (*crustal flow*), der Gneisdom-Bildung und der Bildung von anatektischen Schmelzen, verbunden mit der Einlagerung von Granitoiden, über einen wesentlich längeren Zeitraum andauerten, als von anderen Autoren angenommen. Die zeitliche Einordnung dieser Phase der Hauptdeformation D_2 nähert sich dem allgemein im Variszikum, auch im mitteleuropäischen Raum, anerkannten Deformationszeitraum an. Diese setzt, nach diversen Autoren wie KRONER et al. (2007), KRONER & ROMER (2013) und FRANKE (2014), ab circa 340 Ma ein.
- b) Mit dem Auftreten der ersten Schmelzen im untersten Karbon und obersten Devon wird eine schon aktive D_1 -Phase markiert. Das sollte laut Daten dieser Arbeit spätestens bei 356 Ma der Fall sein.
- c) Der in dieser Arbeit bestimmte erste größere karbonische Kristallisationsevent liegt zwischen 336 Ma und 325 Ma und ist bei einer Probe mit knapp 328 Ma als Mindestalter nachgewiesen. Diese ist

zusätzlich syntektonisch deformiert. Dieses Altersspektrum markiert ungefähr den Zeitpunkt des HT-MP Metamorphose-Höhepunkts (D_2 -a?) und den Beginn der eigentlichen D_2 -Phase.

d) Das letzte bedeutende Kristallisationsevent mit nachweisbarer Deformation wird bei 299 Ma bestimmt und markiert das Ende der D_2 -Phase. Dabei scheint die Hauptphase der Bildung der kleineren Granitgänge zwischen 306 Ma und 303 Ma zu liegen. Hierbei werden auch die Granitoide, welche schon um 330 Ma aufstiegen, teilweise recycelt. Diese Schmelzbildungen dürften der immer größer werdenden extensiven Komponente, einer lokalen Dehnungspartitionierung (*strain partitioning*) in dem transpressiven Umfeld geschuldet sein. Zu dieser Zeit erfolgt auch die Intrusion der großen spätvariszischen Plutone, wie dem Ax-Granit oder Mt.-Louis-Andorra-Granit. Diese wurden laut einigen Autoren (GLEIZES et al. 1993; DENÈLE et al. 2008) ebenfalls noch sehr schwach deformiert. Die Altersmarke von 306 Ma kann den Beginn einer D_2 -b? markieren. Eine ganz genaue zeitliche Abgrenzung von D_2 -a? zu D_2 -b? kann mit den Daten dieser Arbeit nicht erreicht werden.

e) Auch in der sich anschließenden D_3 -Phase kommt es noch zu Intrusionen von anatektischer Schmelze. Diese sind in den Orthogneiskernen der Dome undeformiert. Gelangen oder intrudieren sie in die dextralen Scherzonen, wie die Mérens Scher- und Störungszone, so können sie mylonitische Deformation aufweisen.

f) Die geochemischen Analysen bestätigen für alle untersuchten Proben eine Magmenbildung von „kalten Schmelzen“ durch Anatexis in kontinentaler Kruste. Die REE-Analysen weisen auf Magmenquellen in unterschiedlichen Krustentiefen hin, sind aber für genauere Interpretationen nicht aussagekräftig genug. Es fehlen zudem ausreichende Vergleichsmöglichkeiten von weiteren Spurenelement- und Seltenen Erden Element-Analysen im Bereich der zentralen Axialzone um belastbarere Aussagen tätigen zu können.

Streng genommen gilt die Diskussion um die Entstehung der strukturellen Einheiten der Axialzone nur für das Arbeitsgebiet. Man kann die zeitliche Entwicklung der D_2 -Deformationsphase nicht verallgemeinern und insgesamt auf die Axialzone übertragen, sondern muss sie regional betrachten. So kann es möglich sein, dass eine sich bildende S_2 -Foliation, zum Beispiel im Bereich des sich entwickelnden Aston- oder Hospitalet-Doms selbst, mit unterschiedlicher Geschwindigkeit und zuerst in tieferen Krustenstockwerken entstand und später weiter nach oben wandert. Dasselbe trifft natürlich auch für die S_1 -Foliation während D_1 zu.

Um verbleibende Unsicherheiten zu eliminieren, müssten diverse weitere Gänge systematisch beprobt und radiometrisch, geochemisch und strukturgeologisch ausgewertet werden.

Trotzdem ist es mit dieser Arbeit gelungen, zumindest für den betrachteten Teil der Pyrenäen, die Intrusions- und Deformationsgeschichte detaillierter aufzulösen und darzustellen sowie die Komplexibilität der variszischen Entwicklung der Axialzone der Pyrenäen innerhalb des variszischen Iberischen Bogens zu verdeutlichen.

6. Literaturverzeichnis/Quellen

- Aguilar, C., Liesa, M., Castineiras, P. & Navidad, M. (2013). Late Variscan metamorphic and magmatic evolution in the eastern Pyrenees revealed by U–Pb age zircon dating. *Journal of the Geological Society, London*, **171**, 181–192.
- Autran, A., Calvet, M. & Delmas, M. (1986). Carte géologique de la France à 1/50.000, feuille Mont-Louis. *BGRM*.
- Barbey, P., Cheilletz, A. & Laumonier, B. (2001). The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Serie IIa: Sciences de La Terre et Des Planetes*, **332**(2), 129–136.
- Bea, F., Pereira, M. D. & Stroh, A. (1994). Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, **117**, 291–312.
- Besson, M. (1991). Carte géologique de la France, scale 1:50.000, sheet Fontargente, no. 1093. *BGRM*.
- Besson, M. (1994). Neuf coupes à travers le massif de l' Aston. *Géologie de La France*, **4**, 21–33.
- Brown, M. (2001). Crustal Melting and Granite Magmatism: Key Issues. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, **26**(4), 201–212.
- Brown, M. & Pressley, R. A. (1999). Crustal Melting in Nature: Prosecuting Source Processes. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, **24**(3), 305–316.
- Carreras, J. & Cappella, I. (1994). Tectonic levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *Journal of Structural Geology*, **16**(11), 1509–1524.
- Carreras, J. & Cirés, J. (1986). The geological significance of the western termination of the Mérens Fault at Port Vell (central Pyrenees). *Tectonophysics*, **129**(1-4), 99–114.
- Casas, J. M., Castiñeiras, 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**(2-3), 317–324.
- Casteras, J., Destombes, J.-P. & Raguin, E. (1969). *Vicdessos*. Orléans.
- Castiñeiras, 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**(1-4), 228–239.
- Catalán, J. R. M. (2012). The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt. *International Journal of Earth Sciences*, **101**(5), 1299–1314.
- Cheng, H., Edwards, R. L., Hoff, J., Gallup, C. D., Richards, D. A. & Asmerom, Y. (2000). The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chemical Geology*, **169**(1-2), 17–33.
- Choukroune, P. (1992). Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **20**, 143–158.
- Clariana, P. & García-Sanseguendo, J. (2009). Variscan structure in the eastern part of the Pallaresa massif, Axial zone of the Pyrenees (NW Andorra). Tectonic implications. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, **180**(6), 501–511.

- Clemens, J. D. (2003). S-type granitic magmas — petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews*, **61**, 1–18.
- Clemens, J. D. & Wall, V. J. (1988). Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos*, **21**, 53–66.
- Cocherie, A. (1984). *Interaction manteau-croûte: Son rôle dans la génèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène)*. Université de Rennes.
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104**, 1–37.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. & Kinny, P. (2003). Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**(1), 469–500.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. (1979). Phase diagrams-introduction. In *The Interpretation of Igneous Rocks* (pp. 42–82). Springer Netherlands.
- Debon, F., Enrique, P. & Autran, A. (1996). Magmatisme hercynien. In A. Barnolas & J. C. Chiron (Eds.), *Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées* (BRGM&ITGE, pp. 361–499). Orléon and Madrid.
- Delaperrière, E., Brunel, M. & Lancelot, J. (1994). Géochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint Barthelemy (Pyrénées, France): Discussion de ages des événements variés et pré-varisques. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, **165**, 101–112.
- 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. *International Journal of Earth Sciences*, **91**(3), 398–405.
- Denèle, Y., Barbey, P., Deloule, E., Pelleter, E., Olivier, P. & Gleizes, G. (2009). Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, **180**, 209–216.
- Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J.-L., Olivier, P., Gleizes, G. & Barbey, P. (2014). Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications*, **405**(1), 265–287.
- Denèle, Y., Olivier, P., & Gleizes G. (2008). Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology*, **30**(9), 1138–1149.
- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G. & Barbey, P. (2007). The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: Lateral flow during Variscan transpression in the middle crust. *Terra Nova*, **19**(6), 445–453.
- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G. & Barbey, P. (2009). Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, **477**(3-4), 244–261.
- Denèle, Y., Paquette, J. L., Olivier, P. & Barbey, P. (2012). Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country). *Terra Nova*, **24**(2), 105–113.
- Dewey, J. F., Holdsworth, R. E. & Strachan, R. A. (1998). Transpression and transtension zones. In R. E. Holdsworth, R. A. Strachan, & J. F. Dewey (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics* (Vol. 135, pp. 1–14). London: Geological Society, Special Publications.

- Dickin, A. P. (2005). *Radiogenic Isotope Geology* (2nd Ed.). New York: Cambridge University Press.
- Doherty, W. (1989). An internal standardization procedure for the determination of yttrium and the rare earth elements in geological materials by inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*, **44**(3), 263–280.
- Druguet, E., Castro, A., Chichorro, M., Pereira, M. F. & Fernández, C. (2014). Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees. *Geological Magazine*, **151**(6), 1095–1114.
- Eeckhout, B. van den. (1986). A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraiectina*, **45**, 1–189.
- Evans, N. G., Gleizes, G., Leblanc, D. & Bouchez, J.-L. (1997). Hercynian tectonics in the Pyrenees: a new view based on structural observations around the Bassiès granite pluton. *Journal of Structural Geology*, **19**(2), 195–208.
- Faure, M., Cocherie, A., Mézème, E. B., Charles, N. & Rossi, P. (2010). Middle Carboniferous crustal melting in the Variscan Belt: New insights from U-Th-Pb total monazite and U-Pb zircon ages of the Montagne Noire Axial Zone (southern French Massif Central). *Gondwana Research*, **18**(4), 653–673.
- Fitzgerald, P. G., Muñoz, J. A., Coney, P. J. & Baldwin, S. L. (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: Implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, **173**(3), 157–170.
- Fourcade, S. & Allegre, C. J. (1981). Contributions to Mineralogy and Trace Elements Behavior in Granite Genesis : A Case Study The Calc-Alkaline Plutonic Association from the Querigut Complex (Pyrenees, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **76**, 177–195.
- Franke, W. (2014). Topography of the Variscan orogen in Europe: Failed-not collapsed. *International Journal of Earth Sciences*, **103**(5), 1471–1499.
- García-Arias, M., Guillermo, L. & Castro, A. (2012). Trace element behavior during partial melting of Iberian orthogneisses : An experimental study. *Chemical Geology*, **292-293**, 1–17.
- Geisler, T., Pidgeon, R. T., Kurtz, R., Van Bronswijk, W. & Schleicher, H. (2003). Experimental hydrothermal alteration of partially metamict zircon. *American Mineralogist*, **88**, 1496–1513.
- Geisler, T., Schaltegger, U. & Tomaschek, F. (2007). Re-equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts. *Elements*, **3**(1), 43–50.
- 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.
- Gijbels, R. & Adriaens, A. (2000). Einleitung zu den massenspektrometrischen Methoden. In M. K. Pavicevic & G. Amthauer (Eds.), *Physikalisch-chemische Untersuchungsmethoden in den Geowissenschaften. Band 1. - Mikroskopische, analytische und massenspektrometrische Methoden* (pp. 159–170). Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Gleizes, G., Crevon, G., Asrat, A. & Barbey, P. (2006). Structure, age and mode of emplacement of Hercynian Bordères-Louron pluton (Central Pyrenees, France). *International Journal of Earth Sciences*, **95**, 1039–1052.
- Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J.-L., Autran, A. & Rochette, P. (1993). Magnetic susceptibility of Mont-Louis Andorra Ilmenite-Type Granite (Pyrenees): A New Tool for the Petrographic Characterization and Regional Mapping of Zoned Granite Plutons. *Journal of Geophysical Research*, **98**(B3), 4317–4331.

- Gleizes, G., Leblanc, D. & Bouchez, J. L. (1997). Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, **9**(1), 38–41.
- Guerrot, C. (1998). Résultats de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour le granite de Cauterets, Pyrénées. In C. Majesté-Menjoulas, F. Debon, & P. Barrère (Eds.), *Notice explicative, Carte géologique de France (1:50.000), feuille Gavarnie (1082)* (p. 4). Orléans: BGRM.
- Guerrot, C. (2004). Datation du pluton des Eaux-Chaudes. In Y. Ternet, C. Majeste-Menjoulas, J. Canérot, T. Baudin, A. Cocherie, C. Guerrot & P. Rossi (Eds.), *Notice explicative, Carte géologique de France (1:50.000), feuille Laruns-Somport (1069)*. Orléans: BGRM.
- Günther, D., Frischknecht, R., Heinrich, C. A. & Kahlert, H.-J. (1997). Capabilities of an Argon Fluoride 193 nm Excimer Laser for Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry Microanalysis of Geological Materials. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **12**(9), 939–944.
- Hahn-Weinheimer, P., Hirner, A. & Weber-Tiefenbach, K. (1995). *Röntgenfluoreszenzanalytische Methoden: Grundlagen und praktische Anwendungen in den Geo-, Material- und Umweltwissenschaften* (2nd ed.). Berlin Heidelberg: Springer Verlag.
- Hanchar, J. M. & Hoskin, P. W. O. (2003). Reviews in Mineralogy and Geochemistry. *Mineralogical Society of America*, **53**.
- Harley, S. L., Kelly, N. M. & Möller, A. (2007). Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements*, **3**(1), 25–30.
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A. & Wildemann, T. R. (1968). Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. *Origin and Distribution of the Elements*, **1**, 889–911.
- Heaman, L. M. & Parrish, R. R. (1991). U-Pb Geochronology of accessory minerals. In L. M. Heaman & J. M. Ludden (Eds.), *Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in in geology* (pp. 59–102). Toronto: Mineral Association of Canada.
- Holmes, A. (1946). An estimate of the age of the earth. *Nature*, **157**, 680.
- Hoskin, P. W. O. & Black, L. P. (2000). Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**(4), 423–439.
- Hoskin, P. W. & Schaltegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**(1), 27–62.
- Houtermans, F. G. (1946). Die Isotopenhäufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. *Naturwissenschaften*, **33.6**, 185–186.
- Jackson, S. E., Pearson, 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. *Chemical Geology*, **211**(1-2), 47–69.
- Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. C. & Essling, A. M. (1971). Precision measurement of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U. *Physical Review C*, **4**(5), 1889–1906.
- Jarvis, K. E. (1988). Inductively coupled plasma mass spectrometry: A new technique for the rapid or ultra-trace level determination of the rare-earth elements in geological materials. *Chemical Geology*, **68**(1-2), 31–39.
- Jeffries, T. E., Jackson, S. E. & Longerich, H. P. (1998). Application of a frequency quintupled Nd:YAG source ($\lambda=213$ nm) for laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric analysis of minerals. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **13**(9), 935–940.

- Jenner, G., Longerich, H., Jackson, S. & Fryer, B. (1990). ICP-MS — A powerful tool for high-precision trace-element analysis in Earth sciences: Evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples. *Chemical Geology*, **83**(1-2), 133–148.
- Johansson, Å. (2009). Baltica, Amazonia and the SAMBA connection — 1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Precambrian Research*, **175**, 221–234.
- Jones, R. R. & Tanner, P. W. G. (1995). Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology*, **17**(6), 793–802.
- Kroner, U., Hahn, T., Romer, R. L. & Linnemann, U. (2007). The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone—Heterogenous overprint of Cadomian/Paleozoic Peri-Gondwana crust. *Special Paper 423: The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision*, **423**(0), 153–172.
- Kroner, U. & Romer, R. L. (2013). Two plates - Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. *Gondwana Research*, **24**(1), 298–329.
- Lagabriele, Y. & Bodinier, J. L. (2008). Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: Field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, **20**(1), 11–21.
- Lamouroux, C., Soula, J. C., Déramond, J. & Debat, P. (1980). Shear zones in the granodioritic massifs of the Central Pyrenees and the behaviour of these massifs during the Alpine orogenesis. *Journal of Structural Geology*, **2**(1-2), 49–53.
- Laumonier, B. (2015). Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne) – essai de synthèse. *Revue de Géologie Pyrénéenne*, **2**(1), 44.
- Laumonier, B., Barbey, P., Denèle, Y., Olivier, P. & Paquette, J. (2014). Réconcilier les données stratigraphiques, radiométriques, plutoniques, volcaniques et structurales au Pennsylvanien supérieur (Stéphanien – Autunien p.p.) dans l’Est des Pyrénées hercyniennes (France, Espagne). *Revue de Géologie Pyrénéenne*, **1**(2), 10.
- Laumonier, B., Marignag, C. & Kister, P. (2010). Polymetamorphism and crustal evolution of the eastern Pyrenees during the Late Carboniferous orogenesis. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, **181**(5), 411–428.
- Launeau, P. & Cruden, A. R. (1994). Mineral Recognition in Digital Images of Rocks: A New Approach Using Multichannel Classification. *The Canadian Mineralogist*, **32**, 919–933.
- Lichte, F. E., Meier, A. L. & Crock, J. G. (1987). Determination of the Rare-Earth Elements in Geological Materials By Inductively Coupled Plasma Mass-Spectrometry. *Analytical Chemistry*, **59**(8), 1150–1157.
- Liesa, M., Carreras, J., Castiñeiras, P., Casas, J. M., Navidad, M. & Vilà, M. (2011). U-Pb zirconage of Ordovician magmatism in the Albera Massif (Eastern Pyrenees). *Geologica Acta*, **9**, 93–101.
- Linnemann, U., Gerdes, A., Hofmann, M. & Marko, L. (2014). The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton — Constraints from U – Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany). *Precambrian Research*, **244**, 236–278.
- Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T. E., Drost, K. & Gerdes, A. (2008). Tectonophysics The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U – Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics*, **461**, 21–43.

- Lister, G. S. & Snoke, A. W. (1984). S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, **6**(6), 617–638.
- Longerich, H., Jenner, G., Fryer, B. & Jackson, S. (1990). Inductively coupled plasma-mass spectrometric analysis of geological samples: A critical evaluation based on case studies. *Chemical Geology*, **83**(1-2), 105–118.
- Ludwig, K. R. (2011). Isoplot 4.13.
- Majeste-Menjoulas, C. & Debat, P. (1994). Pyrenees. In J. D. Keppie (Ed.), *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas* (pp. 442–457). Berlin Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Majoer, F. J. M. & Priem, H. N. A. (1987). Rb-Sr whole-rock investigations in the Aston massif, central Pyrenees. *Geologische Rundschau*, **76**(3), 787–794.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**, 635–643.
- Markl, G. (2012). *Minerale und Gesteine*. Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag.
- Martignole, J. (1964). *Recherches pétrographiques et structurales dans la région d' Ax-les-Thermes*. University of Toulouse.
- Martínez, A., Reche, J. & Iriondo, A. (2008). U-Pb SHRIMP-RG zircon ages of Variscan igneous rocks from the Guilleries massif (NE Iberia pre-Mesozoic basement). Geological implications. *Comptes Rendus Geoscience*, **340**, 223–232.
- Martínez, F. J., Iriondo, A., Dietsch, C., Aleinikoff, J. N., Peucat, J. J., Cirés, J., Reche, J. & Capdevila, R. (2011). U-Pb SHRIMP RG zircon ages and Nd signature of lower Paleozoic rifting-related magmatism in the Variscan basement of the Eastern Pyrenees. *Lithos*, **127**, 10–23.
- Matte, P., Lancelot, J. & Mattauer, M. (1998). La zone axiale hercynienne de la Montagne Noire n'est pas un "metamorphic core complex" extensif mais un anticlinal post-nappe à coeur anatectique. *Geodinamica Acta*, **11**, 13–22.
- Maurel, O. (2003). *L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales: Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles*. Université Montpellier II.
- Maurel, O., Monié, P. & Brunel, M. (2004). 40Ar/39Ar alpine ages of mylonitic shear zone in Eastern Pyrenees: thermal resetting against deformation ages. *Geophysical Research Abstracts*, **6**, 02671.
- Maurel, O., Respaut, J.-P., Monié, P., Arnaud, N. & Brunel, M. (2004). U-Pb emplacement and 40Ar/39Ar cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *Comptes Rendus Geoscience*, **336**(12), 1091–1098.
- McCaig, A. (1986). Thick- and thin-skinned tectonics in the Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**(1-4), 319–342.
- Meschede, M. (1994). *Methoden der Strukturgeologie: ein Leitfaden zur Aufnahme und Auswertung strukturgeologischer Daten im Gelände und im Labor*. Stuttgart: Enke.
- Mezger, J. E. (2005). Comparison of the western Aston-Hospitalet and the Bossóst domes: Evidence for polymetamorphism and its implications for the Variscan tectonic evolution of the Axial Zone of the Pyrenees. *Journal of the Virtual Explorer*, **19**(July 2015).
- Mezger, J. E. (2009). Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: Evidence from four structural levels in the Bossóst and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, **180**(3), 199–207.
- Mezger, J. E. & Gerdes, A. (2016). Early Variscan (Visean) granites in the core of central Pyrenean gneiss domes : implications from laser ablation U-Pb and Th-Pb studies. *Gondwana Research*, **29**(1), 181–198.

- Mezger, J. E. & Passchier, C. W. (2003). Polymetamorphism and ductile deformation of staurolite–cordierite schist of the Bossòst dome: indication for Variscan extension in the Axial Zone of the central Pyrenees. *Geological Magazine*, **140**(5), 595–612.
- Mezger, J. E., Passchier, C. W. & Régnier, J.-L. (2004). Metastable staurolite–cordierite assemblage of the Bossòst dome: Late Variscan decompression and polyphase metamorphism in the Axial Zone of the central Pyrenees. *Comptes Rendus Geoscience*, **336**(9), 827–837.
- Mezger, J. E. & Régnier, J.-L. (2012). Isobaric evolution of staurolite-andalusite-cordierite-sillimanite schist in the Central Pyrenees - Early Variscan metamorphism of the Aston-Hospitalet domes. In *14. Symposium Tectonics, Structural Geology and Geology of Crystalline Rocks* (p. 1). Kiel.
- Mezger, J. E. & Régnier, J.-L. (2016). Stable staurolite–cordierite assemblages in K-poor metapelitic schists in Aston and Hospitalet gneiss domes of the central Pyrenees (France, Andorra). *Journal of Metamorphic Geology*, **34**, 167–190.
- Mezger, J. E., Schnapperelle, S. & Rölke, C. (2012). Evolution of the Central Pyrenean Mérens fault controlled by near collision of two gneiss domes. *Hallesches Jahrbuch*, **34**, 11–29.
- Mezger, K. & Krogstad, E. (1997). Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**(1), 127–140.
- Miyashiro, A. (1978). Nature of Alkalic Volcanic Rock Series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**, 91–104.
- Navidad, M., Castiñeiras, P., Casas, J. M., Liesa, M., Suárez, J. F., Barnolas, A., Carreras, J. & Gil-Peña, I. (2010). Geochemical characterisation and isotopic age of Caradocian magmatism in the northeastern Iberian Peninsula: Insights into the late Ordovician evolution of the northern Gondwana margin. *Gondwana Research*, **17**, 325–337.
- Nier, A. O., Thomson, R. W. & Murphy, B. F. (1941). The isotopic constitution of lead and the measurement of geological time III. *Physical Review*, **60**, 112–117.
- Oliver, R. A., Vittoz, P., de Boisset, T., Vivier, G. & Kerr, S. A. (1983). Bimodal magmatism in the Grandes Rousses Massif, Western French Alps. *Journal Open University Geology Society*, **4**, 228–233.
- Olivier, P., Gleizes, G. & Paquette, J. (2004). Gneiss domes and granit emplacement in a obliquely convergent regime: new interpretation of the variscan Agly Massif (Eastern Pyrenees, France). *Geological Society of America Special Papers*, **380**, 229–242.
- Olivier, P., Gleizes, G., Paquette, J.-L. & Muñoz Saíz, C. (2008). Structure and U-Pb dating of the Saint-Arnac pluton and the Ansignan charnockite (Agly Massif): a cross section from the upper to the middle crust of the Variscan Eastern Pyrenees. *Journal of the Geological Society, London*, **165**, 141–152.
- Pankhurst, R. J. & Pidgeon, R. T. (1976). Inherited isotope systems and the source region pre-history of early Caledonian granites in the Dalradian series of Scotland. *Earth and Planetary Science Letters*, **31**, 55–68.
- Paquette, J.-L., Gleizes, G., Leblanc, D. & Bouchez, J.-L. (1997). Le granite de Bassiès (Pyrénées): un pluton syntectonique d'âge Westphalien. Géochronologie U-Pb sur zircons. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, **324**(5), 387–392.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics* (2nd ed.). Berlin Heidelberg: Springer.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G. (1984). Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**(4), 956–983.

- Pidgeon, R. T. & Aftalion, M. (1978). Cogenetic and inherited zircon U-Pb systems in granites: Palaeozoic granites of Scotland and England. In D. R. Bowes & B. E. Leake (Eds.), *Crustal Evolution in Northwestern Britain and Adjacent Regions* (Vol. 10, pp. 183–220). Glasgow: Scottish Academic Press.
- Poller, U., Janák, M., Kohút, M. & Todt, W. (2000). Early Variscan magmatism in the Western Carpathians: U ± Pb zircon data from granitoids and orthogneisses of the Tatra Mountains (Slovakia). *International Journal of Earth Sciences*, **89**, 336–349.
- Postaire, B. (1984). Systématique Pb commun et U-Pb sur zircons: Applications aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande). *Mémoires de La Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, **15**, 29–72.
- Potts, P. J. (1992). *A handbook of Silicate Rock analysis*. New York: Springer US.
- Puigdefàbregas, C. & Souquet, P. (1986). Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**(1-4), 173–203.
- Raguin, E. (1977). Le massif de l'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège. *Bulletin de BGRM*, **1**(2), 89–119.
- Respaut, J.-P. & Lancelot, J. (1983). Datation de la mise en place synmétamorphique de la charnoctite d'Ansignan (massif de Agly) par la méthode U/Pb sur zircons et monazites. *Neues Jahrbuch Für Mineralogie, Abhandlungen*, **147**, 21–34.
- Rizvanova, N. G., Levchenkov, O. A., Belous, A. E., Bezmen, N. I., Maslenikov, A. V., Komarov, A. N., Makeev, A. F. & Levskiy, L. K. (2000). Zircon reaction and stability of the U-Pb isotope system during interaction with carbonate fluid: experimental hydrothermal study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **139**, 101–114.
- Roberts, M. P., Pin, C., Clemens, J. D. & Paquette, J.-L. (2000). Petrogenesis of Mafic to Felsic Plutonic Rock Associations: the Calc-alkaline Querigut Complex, French Pyrenees. *Journal of Petrology*, **41**(6), 809–844.
- Rogers, G., Dempster, T. J., Bluck, B. J. & Tanner, P. W. G. (1989). A high precision U-Pb age for the Ben Vuirich granite: implications for the evolution of the Scottish Dalradian Supergroup. *Journal of the Geological Society, London*, **146**, 789–798.
- Rölke, C. (2009). *Strukturgeologische und petrologische Kartierung der Mérens Scherzone im zentralen Aston-Hospitalet Dom, Zentralpyrenäen (Andorra, Frankreich)*. Universität Halle Wittenberg.
- Romer, R. L. & Soler, A. (1995). U-Pb age and lead isotopic characterisation of Au-bearing skarn related to the Andorra granite (central Pyrenees, Spain). *Mineralium Deposita*, **30**, 374–383.
- 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.
- Rutherford, E. & Soddy, F. (1902). LXXXIV.- The radioactivity of thorium compounds II. The cause and nature of radioactivity. *Journal of the Chemistry Society London, Transactions*, **81**, 837–860.
- Schaltegger, U., Fanning, C. M., Günther, 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**(2-3), 186–201.
- Schnapperelle, S. (2009). *Strukturgeologische und petrologische Kartierung der Mérens-Störung im westlichen Aston-Hospitalet-Dom, Zentralpyrenäen (Frankreich, Andorra)*. Universität Halle Wittenberg.

- Schnapperelle, S. (2010). *Gefügekundliche, mikrotektonische Untersuchung der Mérens Scher- und Störungszone im Aston- und Hospitalet-Dom, Zentralpyrenäen (Frankreich, Andorra)*. Universität Halle Wittenberg.
- Schwinn, G. & Markl, G. (2005). REE systematics in hydrothermal fluorite. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, **216**, 225–248.
- Sinha, A. K., Wayne, D. M. & Hewitt, D. A. (1992). The hydrothermal stability of zircon: Preliminary experimental and isotopic studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 3551–3560.
- Soula, J.-C. (1982). Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, **4**(3), 313–342.
- Stacey, J. S. & Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**(2), 207–221.
- Steiger, R. H. & Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**(3), 359–362.
- Stosch, H. G. (1999). *Einführung in die Isotopengeochemie*. Universität Karlsruhe.
- Strunz, H. & Tennyson, C. (1970). *Mineralogische Tabellen*. Leipzig: Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig.
- Sylvester, P. J. (1998). Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, **45**, 29–44.
- 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.
- Terekhov, E. N. & Shcherbakova, T. F. (2006). Genesis of Positive Eu Anomalies in Acid Rocks from the Eastern Baltic Shield. *Geochemistry International*, **44**(5), 439–455.
- Ternet, Y., Majeste-Menjoulas, C., Canérot, J., Baudin, T., Chocherie, A., Guerrot, C. & Rossi, P. (2004). *Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50.000), feuille Laruns-Somport (1069)*. BGRM, Orléans.
- van den Eckhout, B. (1986). A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraiectina*, **45**, 1–189.
- van den Eckhout, B. & Zwart, H. J. (1988). Hercynien crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology*, **16**(2), 135–138.
- Vavra, G., Schmid, R. & Gebauer, D. (1999). Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**(4), 380–404.
- Vergés, J., Fernández, M. & Martínez, A. (2002). The Pyrenean orogen: Pre-, syn-, and post-collisional evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, **8**.
- Vigneresse, J. L. & Tikoff, B. (1999). Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics*, **312**, 117–132.
- Vilà, M., Pin, C., Enrique, P. & Liesa, M. (2005). Telescoping of three distinct magmatic suites in an orogenic setting: Generation of Hercynian igneous rocks of the Albera Massif (Eastern Pyrenees). *Lithos*, **83**(1-2), 97–127.
- Vissers, R. L. M. (1992). Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, **11**(6), 1369–1384.

- Vissers, R. L. M. & Meijer, P. T. (2012). Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews*, **110**(1-4), 93–110.
- Watson, E. B. & Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**(2), 295–304.
- Weber-Diefenbach, K. (2000). Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA). In M. K. Pavicevic & G. Amthauer (Eds.), *Physikalisch-chemische Untersuchungsmethoden in den Geowissenschaften. Band 1. - Mikroskopische, analytische und massenspektrometrische Methoden* (p. 252). Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Wetherill, G. W. (1956). Discordant uranium-lead ages, I. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **37.3**, 320–326.
- White, William, M. (2015). *Isotope Geochemistry*. Blackwell: Wiley.
- Whitney, D. L. & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**, 185–187.
- Whitney, D. L., Teyssier, C. & Vanderhaeghe, O. (2004). Gneiss domes and crustal flow. *Geological Society of America*, **380**, 15–33.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis*. London: Unwin Hyman.
- Yin, A. (2004). Gneiss domes and gneiss dome systems. *Geological Society of America Special Papers*, **380**, 1–14.
- Zwart, H. J. (1965). Geological Map of the Paleozoic of the Central Pyrenees-Sheet 6, Aston, France, Andorra Spain. 1:50.000. *Leidse Geologische Mededelingen*, **33**, 191–254.
- Zwart, H. J. (1986). The variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**(1-4), 9–27.

Internet

- http://cahnrs.wsu.edu/soe/facilities/geolab/technotes/icp-ms_method/. (n.d.). ICP-MS Method: Trace Element Analyses of Rocks and Minerals by ICP-MS. (Zugriff: 17.09.15)

Tafel 1

WP2

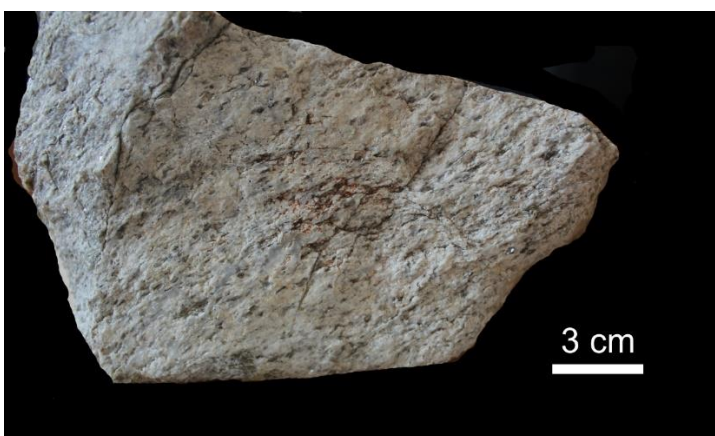


Aufschlusslokalität der Proben-
nahmestelle WP2 nördlich von
l'Estagnas. Die Höhe des
Aufschlusses (heller Bereich)
beträgt circa 2 m. Blickrichtung
Westen.

Deutlich sichtbar ist der Kontakt
zum Hospitalet-Orthogneis, der
deutlich dunkler als der Leukogranit
erscheint.



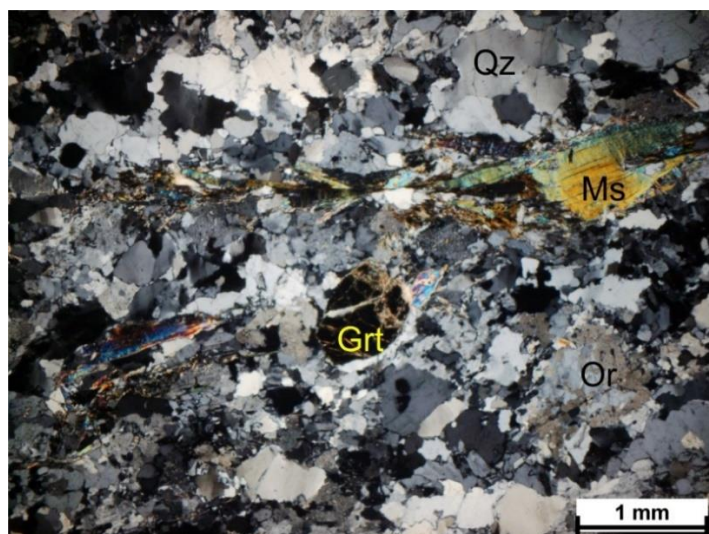
Detailaufnahme des Aufschlusses
WP2. Der Kunststoffgriff des
Hammers ist 17 cm lang.



Handstück aus dem Aufschluss WP2.
Deutlich erkennbar sind sowohl die
angedeutete Foliation als auch
vereinzelte Scherbänder.

Tafel 2

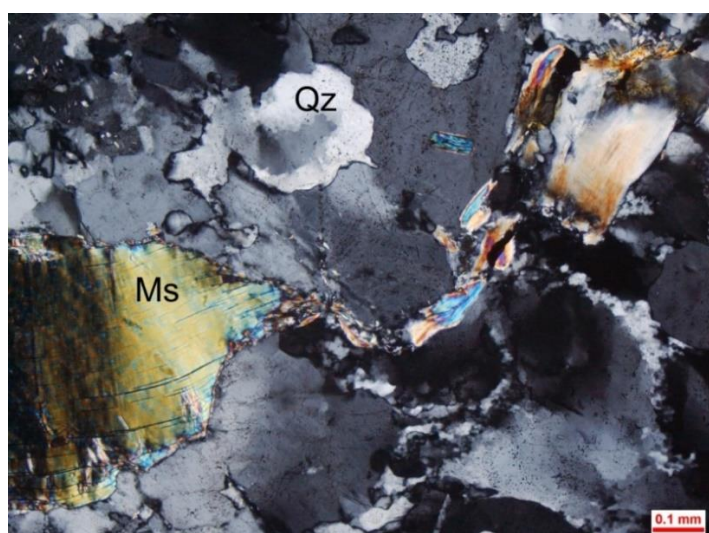
WP2



Dünnschliff der Probe WP2 unter gekreuzten Polarisatoren.

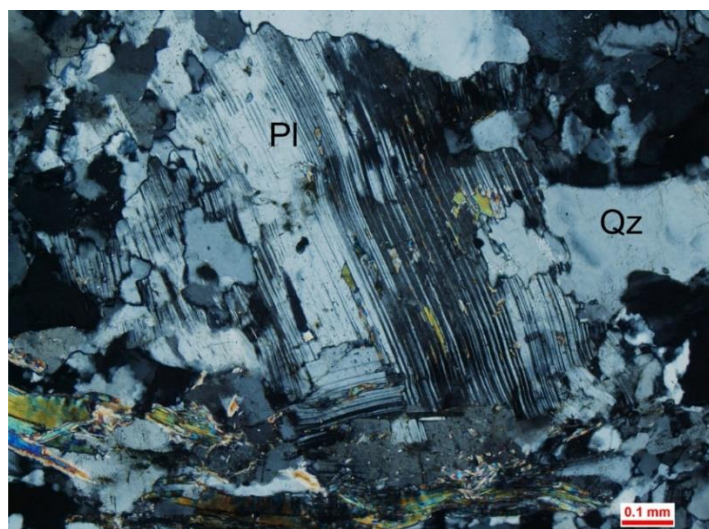
Eingeregelte Glimmerlagen zeigen eine deutlich ausgebildete Foliation an. Die Quarzminerale zeigen zum Teil undulöses Auslöschen.

(Mineralabkürzungen im weiteren Verlauf nach WHITNEY & EVANS (2010))



Dünnschliff der Probe WP2 unter gekreuzten Polarisatoren.

In der Bildmitte sind deformierte, gescherte Muskovitminerale zu erkennen. Die Quarze zeigen Subkornbildung und in den Randbereichen größerer Minerale beginnende Rekristallisationserscheinungen.



Dünnschliff der Probe WP2 unter gekreuzten Polarisatoren.

In der Bildmitte ein deformierter Plagioklas mit Resorptionserscheinungen an seinen Korngrenzen. Am unteren Bildrand ist ein Glimmerband zu erkennen, welches die vorherrschende Foliation nachzeichnet.

Tafel 3

WP3

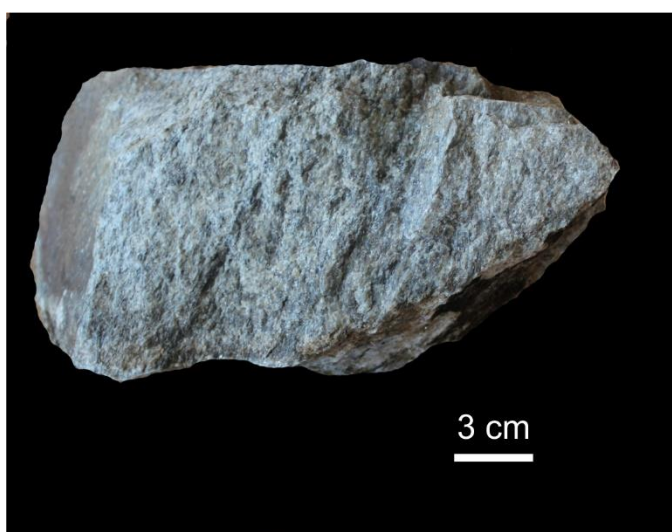


Aufschlusslokalität der Probenahmestelle WP3 bei „la Fontanasse“. Die Aufschlusshöhe beträgt circa 1,50 m. Blickrichtung ist E.

Im Vordergrund der hellgraue Granitgang, im Hintergrund der deutlich dunklere Hospitalet-Orthogneis anstehend und als Blockschutthalde.



Detailaufnahme des Aufschlusses WP3. Deutlich erkennbar ist die sehr helle graue Farbe bei frischem Anschlag des Gesteins. Länge des Hammers ist 31 cm.

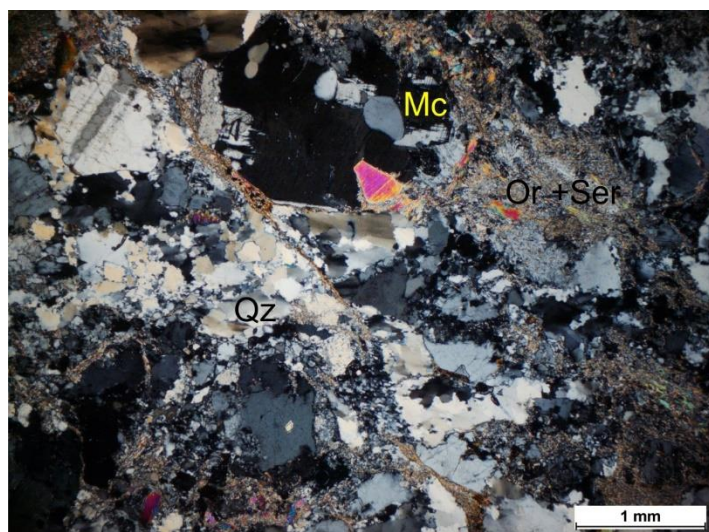


Handstück der Probe WP3.

Anhand der Einregelung der dunklen Minerale ist eine Foliation im granitischen Gestein zu erkennen.

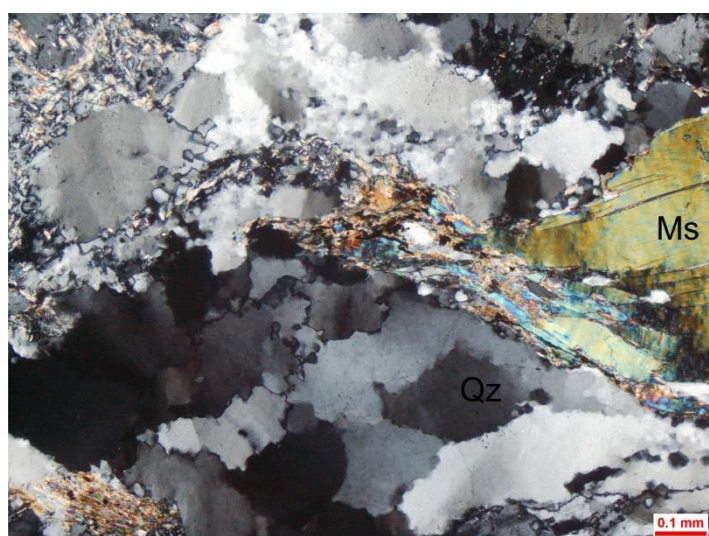
Tafel 4

WP3



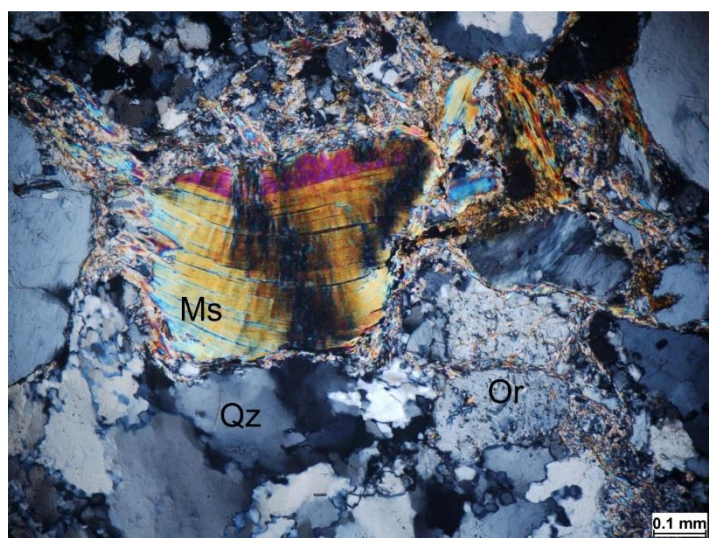
Dünnschliff der Probe WP3 unter gekreuzten Polarisatoren.

Eingeregelt Muskovite und Serizit-Bänder zeichnen die Foliation nach. In dem unteren Bereich der Bildmitte sind Bereiche mit dynamisch rekristallisiertem Quarz zu sehen. Subkornbildung und undulöses Auslöschen der Quarzminerale können ebenso erkannt werden.



Dünnschliff der Probe WP3 unter gekreuzten Polarisatoren.

Detailaufnahme von undulös auslöschenden Quarzmineralen sowie Subkornbildung derer. Kleine Muskovit-Mineralen sind eingeregelt und zeigen eine Vorzugsrichtung.



Dünnschliff der Probe WP3 unter gekreuzten Polarisatoren.

Deformierter Muskovit-Kristall in einer Detailaufnahme. Das Deformationsband setzt sich im Quarz unterhalb und in den Seriziten oberhalb des Muskovits fort und kann daher als Mikro-Scherband interpretiert werden.

Tafel 5

WP5



Aufschlusslokalität der Probenahmeestelle WP5, nördlich des Porteille des Bésines.

Die Höhe des Aufschlusses beträgt circa 1,50 m. Blickrichtung ist Norden.



Detailaufnahme des Aufschlusses WP5 mit einer Probe.

In dem granitischen Gestein sind noch Bereiche von Orthogneis als eine Art Xenolith erhalten. Aufgrund der unsaubereren Abgrenzung (kein Kontaktsaum) wird der Gneis als Paläosom interpretiert. Dies zeigt, dass auch der Orthogneis Ausgangsmaterial für die leukokraten Granitgänge war.

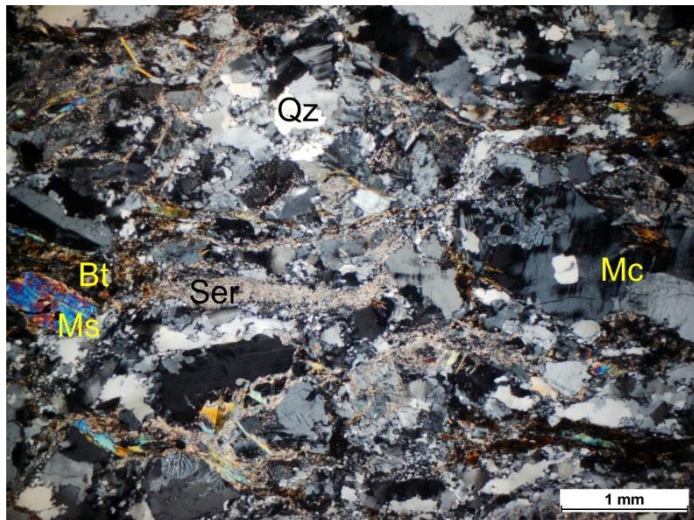


Handstück vom Probennahmepunkt WP5.

Die Ausbildungen der Mineralgrößen können im Aufschluss von mittelgroß, holokristallin bis hin zu pegmatitischer Größe im Zentimeterbereich variieren.

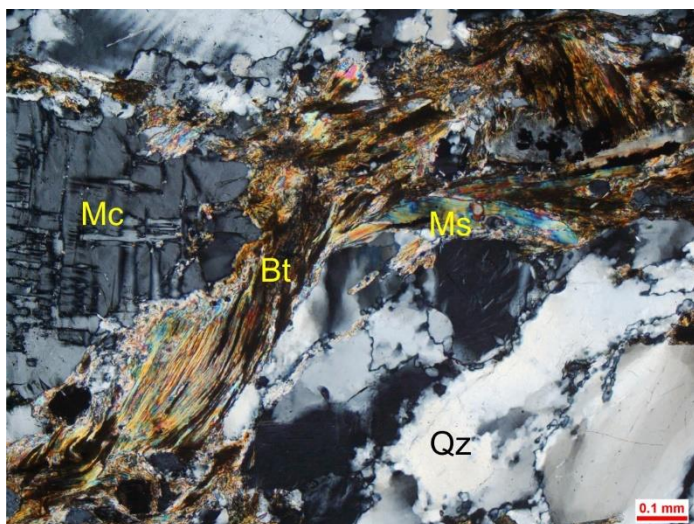
Tafel 6

WP5



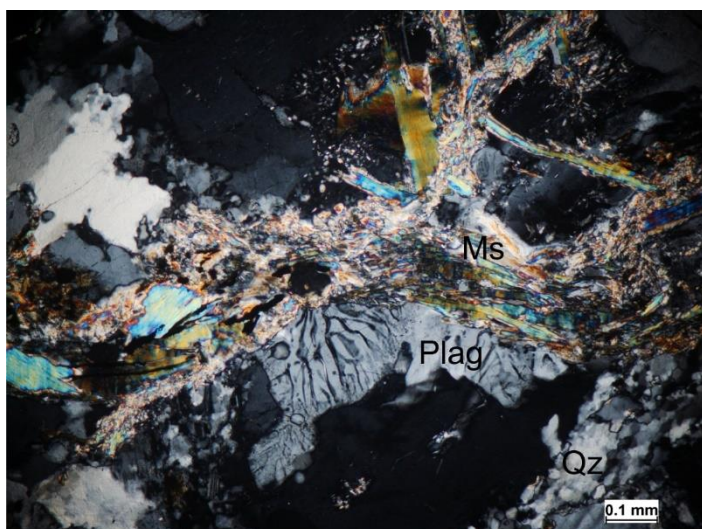
Dünnschliff der Probe WP5 unter gekreuzten Polarisatoren.

Die gut ausgebildete Foliation ist erkennbar an den Glimmer-reichen (Serizit, Muskovit) Bändern. Auch Quarzminerale weisen dynamische Rekristallisationen auf, die die Foliation markieren.



Dünnschliff der Probe WP5 unter gekreuzten Polarisatoren.

Subkornbildung und dynamische Rekristallisation der Quarzminerale sowie die Ausbildung von Scherbändern, sichtbar an dem deformierten Biotitmineral, weisen auf eine Deformation der Probe hin.



Dünnschliff der Probe WP5 unter gekreuzten Polarisatoren.

In diesem Bild zeigt sich wieder ein Muskovit-Serizit Band, welches die Foliation bildet. In der Bildmitte gut ausgebildete myrmekitische Entmischungsstrukturen eines Plagioklases. Unten rechts sind wiederum Subkornbildung und dynamische Rekristallisation von Quarz zu erkennen.

Tafel 7

WP6



Aufschlusslokalität der Probenahmestelle WP6, 60 m westlich von WP5 befindlich. Größe des Hammers: 31 cm.

Im Vordergrund der hellgraue Granitgang, im Hintergrund rechts oben im Bild ist der deutlich dunklere Orthogneis erkennbar.



Detailliertere Aufnahme des Aufschlusses WP6.

Aufsicht auf die vermeintliche Foliationsfläche des hellgrauen Granitoids.

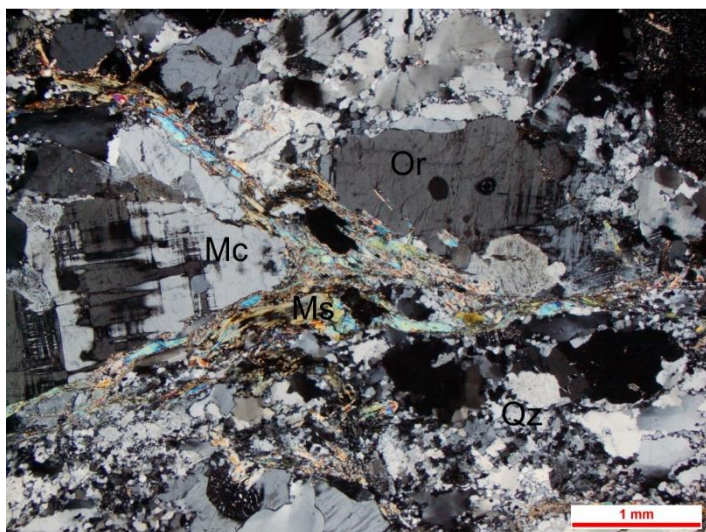


Handstück der Probe WP6.

Im mittleren Bereich der Probe ist ein Scherband deutlich sichtbar.

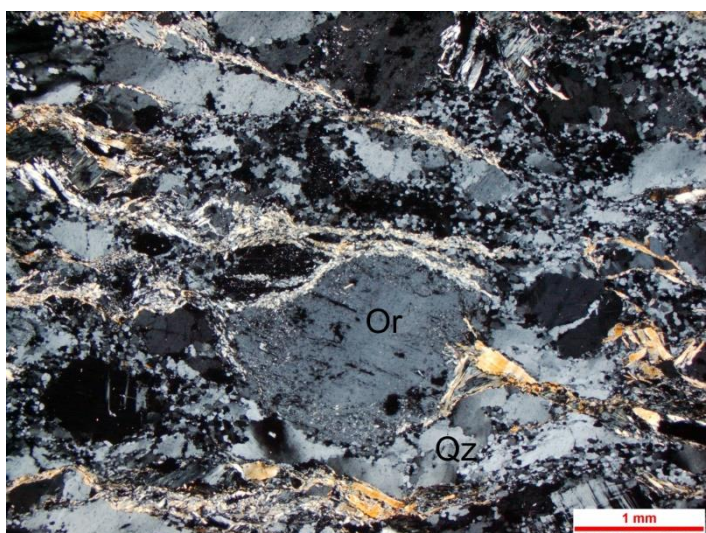
Tafel 8

WP6



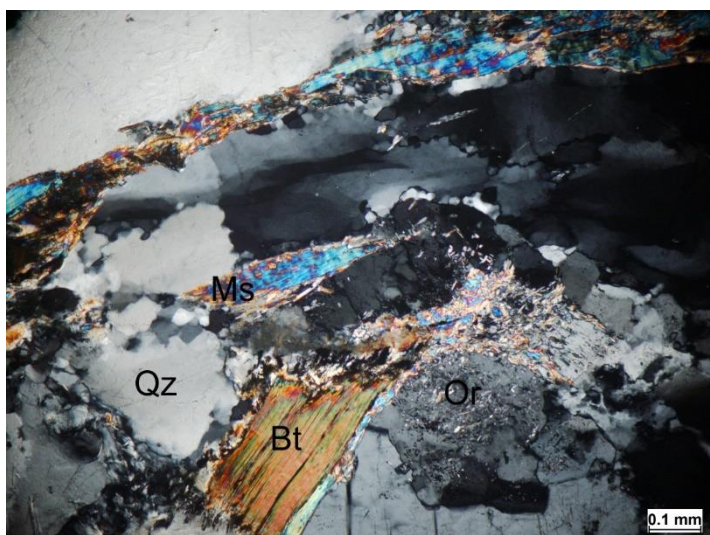
Dünnschliff der Probe WP6 unter gekreuzten Polarisatoren.

Die Foliation, erkennbar an den Bändern aus Muskovit-Glimmern, umschließt zum Teil größere Feldspäte, wie den Mikroklin auf der linken Bildseite.



Dünnschliff der Probe WP6 unter gekreuzten Polarisatoren.

Auch in diesem Bild ist eine umlaufende Foliation deutlich zu identifizieren. Die Quarze zeigen mit Subkornbildung und dynamischer Rekristallisation ebenfalls Anzeichen von Deformation.



Dünnschliff der Probe WP6 unter gekreuzten Polarisatoren.

In diesem Ausschnitt mit höherer Vergrößerung ist das undulöse Auslöschen, die Subkornbildung und die beginnende dynamische Rekristallisation der Quarzminerale deutliches Zeugnis einer Deformation des Gesteins.

Tafel 9

WP7



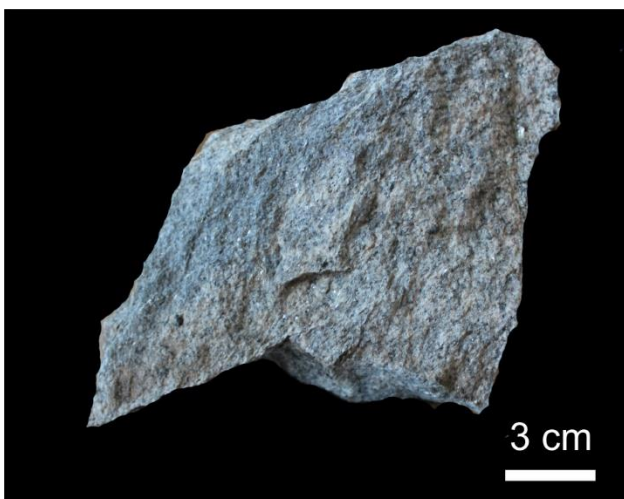
Aufschlusslokalität der Probennahmestelle WP7, circa 220 m nordöstlich der Refuge de Bésines befindlich. Blickrichtung Osten. Der Hammer als Maßstab ist 31 cm lang.

Die fast weißlich erscheinende granitische Intrusion im Vordergrund setzt sich deutlich von dem im Hintergrund anstehenden, dunkelgrauen Orthogneis ab.



Vergrößerter Ausschnitt des Aufschlusses WP7.

Das Gestein besitzt eine weiße, an einigen Stellen fast hellblaue Farbe.

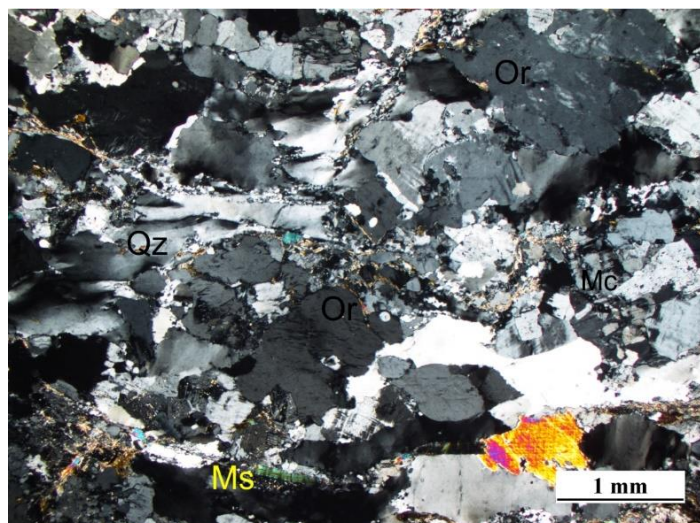


Handstück der Probe WP7.

Auch hier ist die hell-bläuliche Farbgebung erkennbar. Auch eine Einregelung der dunklen Minerale ist sichtbar. Sie deutet auf eine vorhandene, wenn auch makroskopisch nicht sehr deutliche Foliation hin.

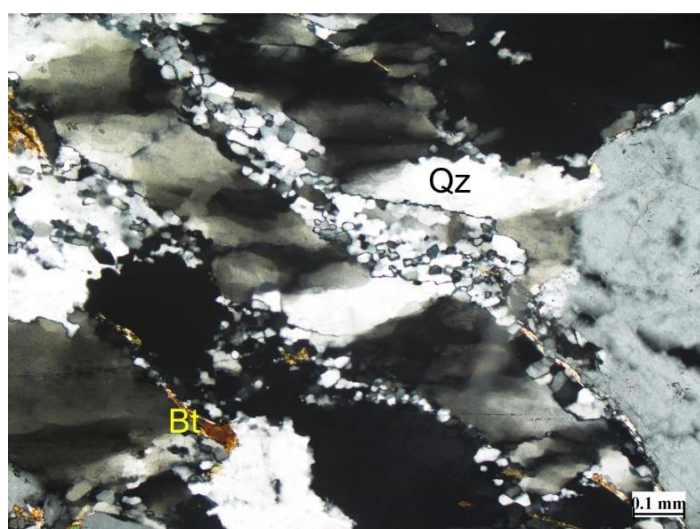
Tafel 10

WP7



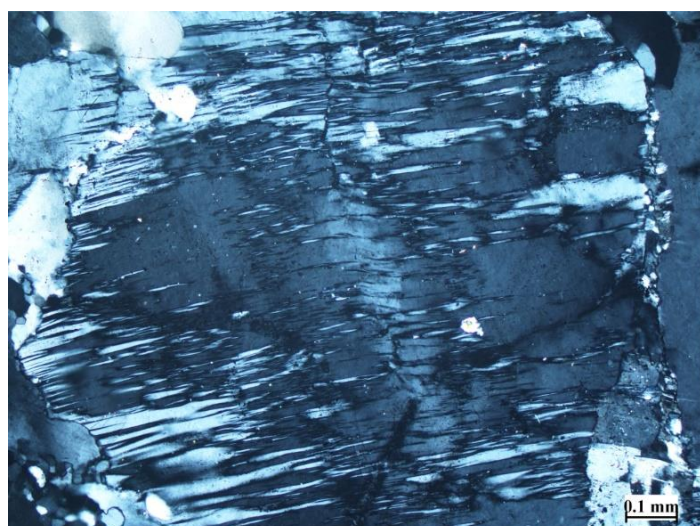
Dünnschliff der Probe WP7 unter gekreuzten Polarisatoren.

Die Quarzminerale weisen SPO auf, und zeichnen mit vereinzelt Bändern von Muskovit die Foliation nach. Große Orthoklase können geringes undulöses Auslöschen zeigen (Bsp.: Bildmitte).



Dünnschliff der Probe WP7 unter gekreuzten Polarisatoren.

Eingeregelte Glimmer und Quarzminerale weisen auf die vorhandene Foliation hin. Das undulöse Auslöschen und die Subkornbildung sowie dynamische Rekristallisation der Quarzminerale sind Marker für die syntektonische Genese dieser Probe.



Dünnschliff der Probe WP7 unter gekreuzten Polarisatoren.

Deformierter Feldspat mit ausgebildeten Deformationslamellen, welche sich jeweils vom Kristallrand in Richtung Kristallmitte und vom Scherband (in der Mitte des Minerals) weg verjüngen.

Tafel 11

WP8



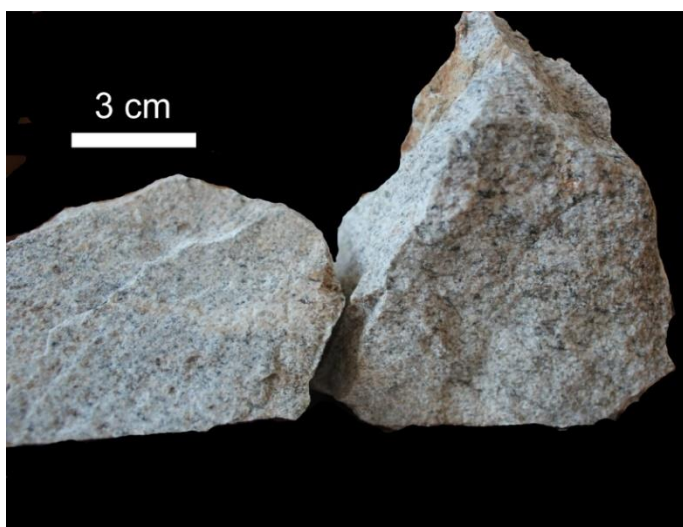
Aufschlusslokalität der Probenahmeestelle WP8, 150 m östlich des Ostufers des Etang des Bésines gelegen.

Die leukokraten Granitoide im Vordergrund können deutlich vom dunkleren Hospitalet-Orthogneis unterschieden werden. Blickrichtung NW, Größe des Aufschlusses: circa 5 m Höhe und 15 m in der Breite.



Detailaufnahme des Aufschlusses WP8.

Die graue Verwitterungsfarbe und die nahezu weiße Farbe auf frischen Bruchflächen sind typisch für die granitoiden Gänge.

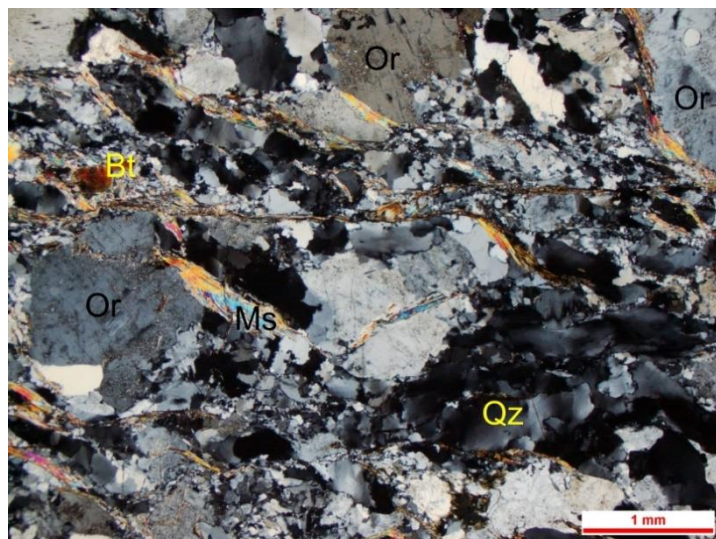


Handstücke der Probe WP8.

Die Einregelung der dunklen Biotite im ansonsten fast weißen Gestein weist makroskopisch auf eine *continuous foliation* hin.

Tafel 12

WP8



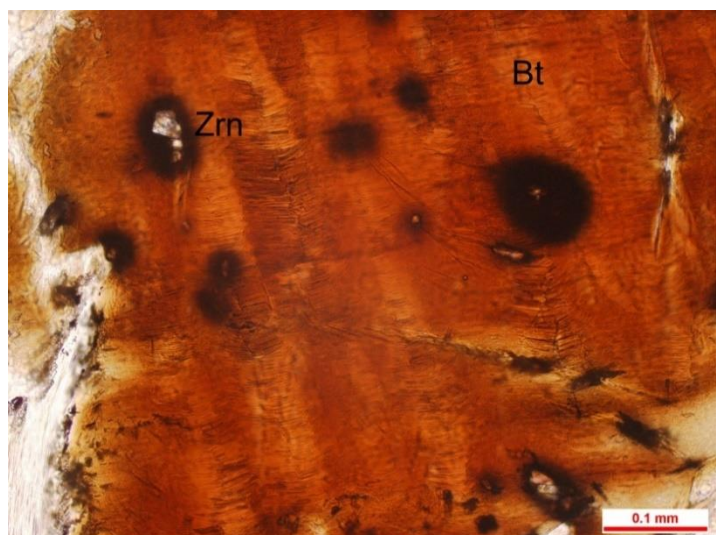
Dünnschliff der Probe WP8 unter gekreuzten Polarisatoren.

Im unteren rechten Bildteil befinden sich sehr stark undulös auslöschende Quarzminerale mit teilweiser (G)SPO (*grain shape preferred orientation*). Die eingeregeltten Glimmer bilden mit den durchgängigen Glimmerbändern eine Mischung von *continuous foliation* und *spaced foliation*.



Dünnschliff der Probe WP8 im Durchlicht (einfach polarisiert).

Die Foliation, in den Glimmerbändern gut ausgebildet, ist deutlich erkennbar.

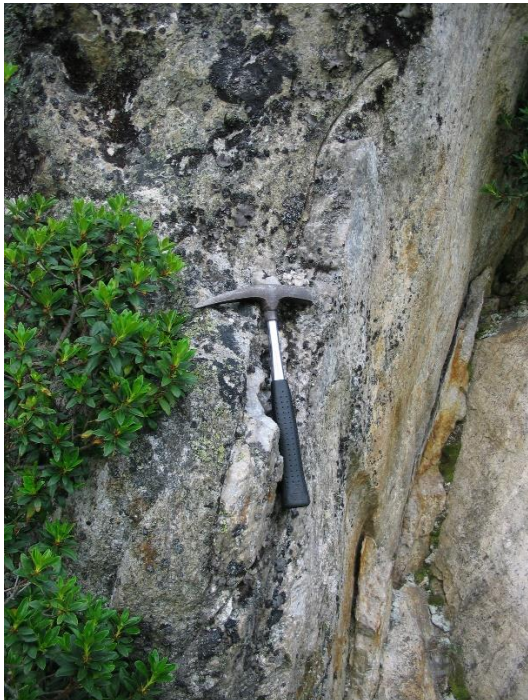


Dünnschliff der Probe WP8 im Durchlicht.

Pleochroitische Höfe um Zirkone im Biotit. Im Biotit sind auch deutlich Deformationsstrukturen anhand einer Art Knickbänder zu erkennen.

Tafel 13

WP9



Aufschlusslokalität der Probennahmestelle WP9 nordöstlich von L'Hospitalet-près-l'Andorre. Blickrichtung Osten, Hammergröße 31 cm.

Die Abbildung zeigt den nördlichen Kontakt des granitoiden Gangs (rechts) zum Nebengestein, dem Hospitalet-Orthogneis (links).



Detailaufnahme des Aufschlusses WP9.

Abgebildet ist der südliche Kontaktbereich vom dunkelgrauen Hospitalet-Orthogneis (rechts) zu dem deutlich helleren, granitoiden Gang (links).

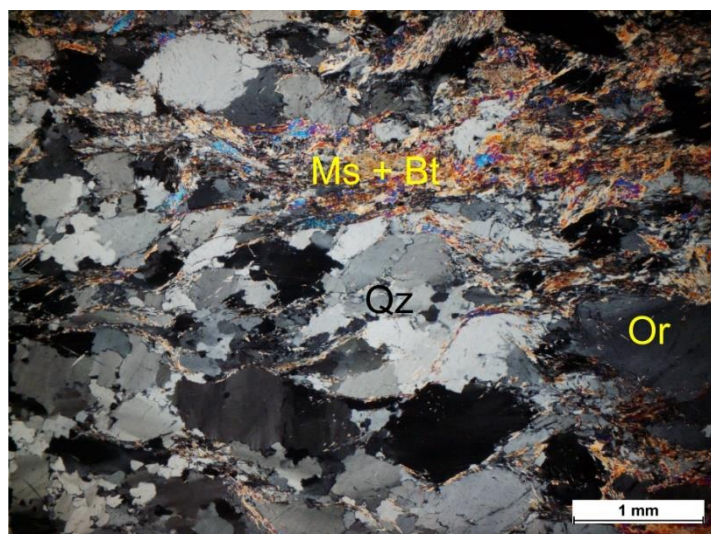


Handstück der Probe WP9.

Hier wird die unterschiedliche Ausbildung der Mineralgrößen deutlich. Im linken Bereich sind Minerale bis 0,8 cm Größe zu erkennen, während im mittleren und rechten Teil der Probe 1 mm große Minerale mit einzelnen größeren Einsprenglingen vorhanden sind.

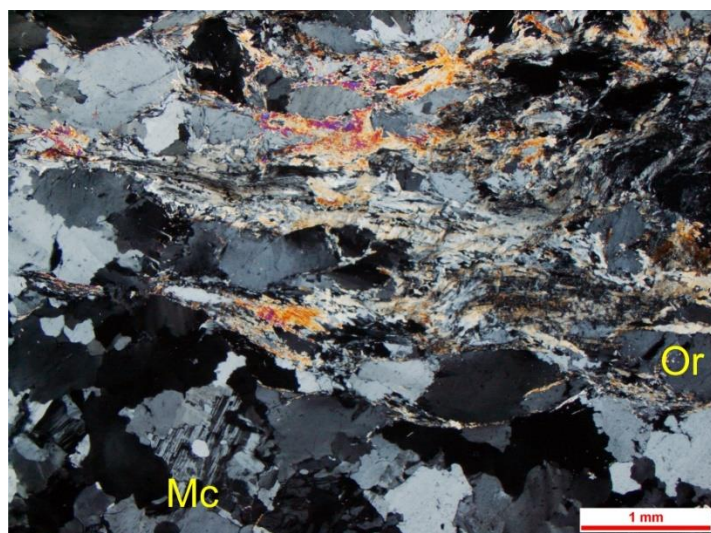
Tafel 14

WP9



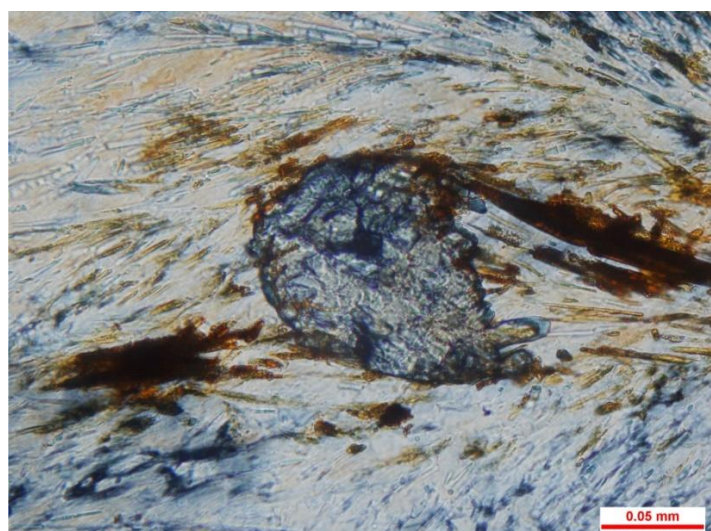
Dünnschliffbild der Probe WP9 mit gekreuzten Polarisatoren.

Ein breiteres Band aus Muskovit und Biotit zeichnet die Foliation nach. Die Quarze neigen zu Subkornbildung und zeigen undulöses Auslöschen. Es gibt in diesem Ausschnitt Anzeichen einer sehr geringen Einregelung der Quarze.



Dünnschliffbild der Probe WP9 mit gekreuzten Polarisatoren.

Die Glimmerbänder sind in diesem Ausschnitt etwas ausgeprägter und werden mit Sillimanit ergänzt. Im unteren Bildbereich kann keine Einregelung von Mineralen beobachtet werden. Die Foliation wird als *spaced domainal foliation* beschrieben.



Dünnschliffbild der Probe WP9 im einfach polarisierten Licht.

Zu sehen ist ein rotierter Titanitklast, der als Deltaklast mit sinistralen Schersinn fungiert. Die „Flügel“ werden von Biotit gebildet.

Tafel 15

WP12



Aufschlusslokalität der Probe WP12 südlich von Gestìs. Blickrichtung Süden, Hammergröße 31 cm.

Gescherter Pegmatitgang in pelitischen, metasedimentären Hüllgesteinen des Aston-Domes. Die Scherbahnen positionieren sich im flachen Winkel zur Foliation der Metasedimente.



Detailaufnahme des Aufschlusses WP12.

Eine Foliation kann in dem fast weißen Gestein makroskopisch nicht ausgemacht werden. Allerdings ist es von weitstehenden Scherbahnen durchzogen, die eine tektonische Beanspruchung des Ganges deutlich machen.

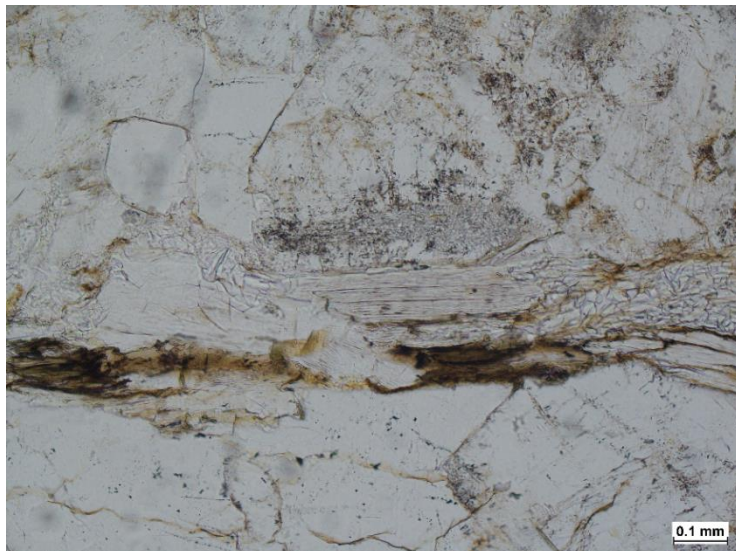


Handstück der Probe WP12.

Deutlich zu erkennen ist die unterschiedliche Ausbildung der Mineralgrößen von pegmatitisch, grobkristallin (links oben) bis zu feinkristallin mit vereinzelt größeren Mineralen.

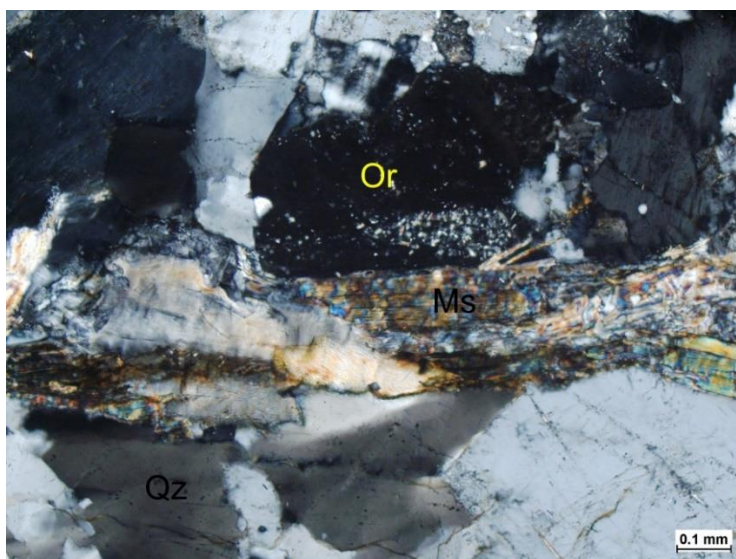
Tafel 16

WP12



Dünnschliffaufnahme der Probe WP12 im einfach polarisierten Licht.

Eingeregelte Glimmerlage innerhalb des Schliffs zeichnet eine mögliche Foliation nach. Dieses Phänomen ist im gesamten Schliff, aufgrund sehr niedrigen Glimmergehaltes selten zu beobachten.

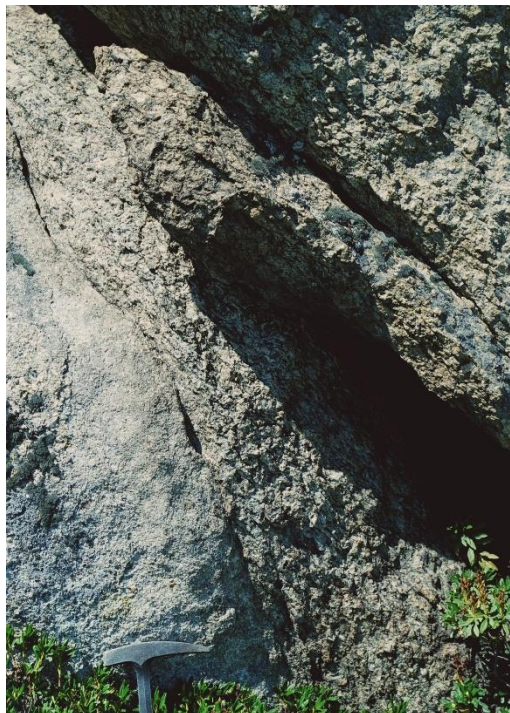


Dünnschliffaufnahme der Probe WP12 unter gekreuzten Polarisatoren.

Gleicher Bildausschnitt wie oben. Der Quarz zeigt undulöses Auslöschen und Anzeichen von Subkornbildung. So kann auf geringe Deformationserscheinungen geschlossen werden, welche im Schliff aber nur sehr selten beobachtet werden können.

Tafel 17

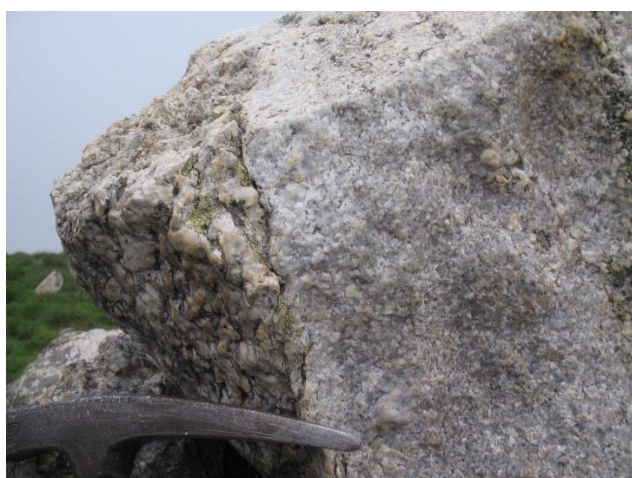
WP13



Aufschlusslokalität der Probennahmestelle WP13 auf dem Plateau de Beille. Blickrichtung Norden.

Links im Bild ist der hellgrau erscheinende Pegmatit zu erkennen. Er befindet sich im Kontakt zu dem sehr großkristallin ausgebildeten Aston-Orthogneis.

(Foto: Jochen Mezger)



Aufschlusslokalität Plateau de Beille, 200 m westlich von WP13.

Detailaufnahme eines Kontaktes zwischen dem gut foliierten, orange bis rötlich-braun aussehenden Aston-Orthogneis (links) und einem hellgrauen, holokristallinen, leukokraten Granitgang.



Handstück vom Aufschluss WP13.

Unterschiedliche Mineralgrößen, von feinkristallin bis pegmatitisch, charakterisieren diese Probe.

Tafel 18

ARCA



Aufschlusslokalität der Probe ARCA, 700 m nordöstlich der Skistation „La Couma“. Die Blickrichtung ist gen Westen.

Dieser hellgrau bis leicht bläuliche Granitkörper ist als Linse in Metasedimente (Biotit-Glimmerschiefer) innerhalb der Mérens Scher- und Störungszone eingeschert.



Detailaufnahme vom Aufschluss ARCA. Blickrichtung Norden.

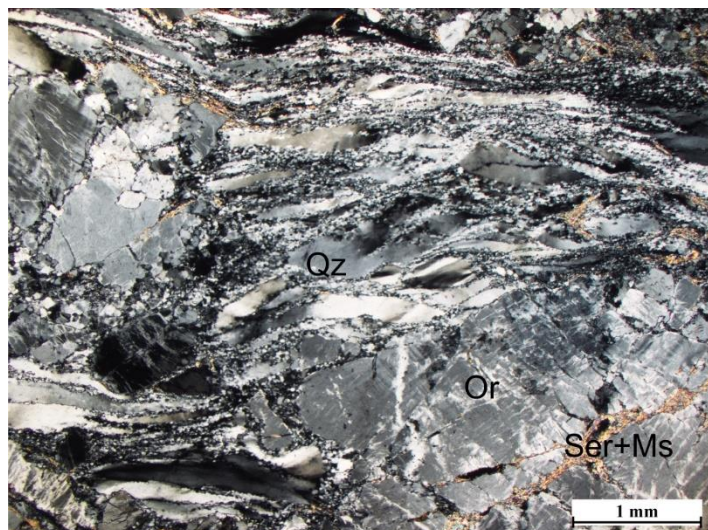
Die Foliation des Granits ist deutlich erkennbar. Im Bild oben ist das Einfallen der Foliation mit circa 60° nach Norden zu sehen.



Handstück vom Aufschluss ARCA.

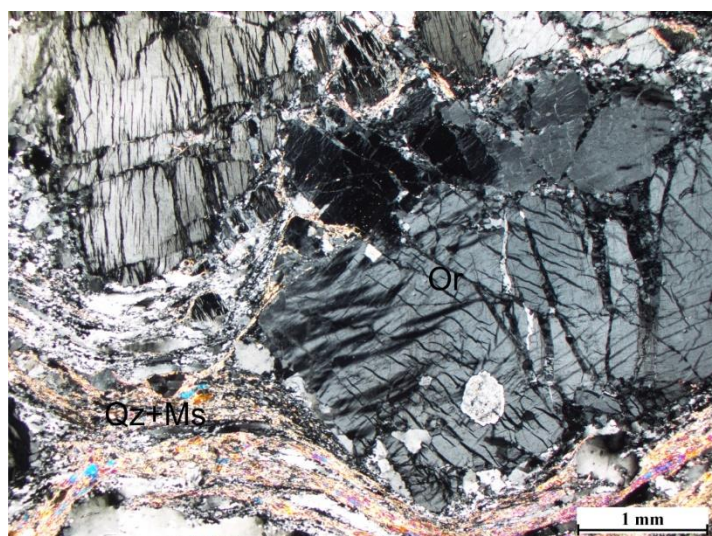
Tafel 19

ARCA



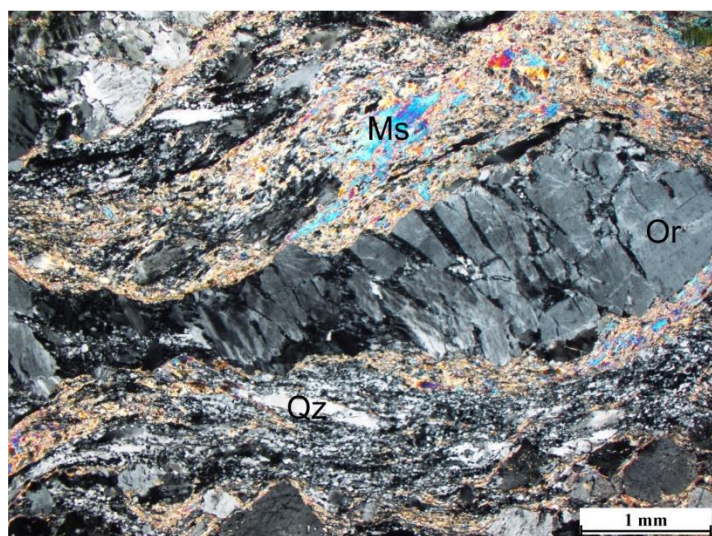
Dünnschliffaufnahme der Probe ARCA unter gekreuzten Polarisatoren.

Die Quarze weisen ausgeprägte Subkornbildung, dynamische Rekristallisationen und SPO auf. Der Feldspat im Bild rechts unten ist zerbrochen. Aufgrund der Deformationsstrukturen kann das Gestein als Protomylonit bezeichnet werden.



Dünnschliffaufnahme der Probe ARCA unter gekreuzten Polarisatoren.

Stark spröd beanspruchte Orthoklase, die auch schon Anzeichen von duktiler Deformation, sichtbar anhand von Deformationslamellen (Bildmitte), aufzeigen. Die Quarz-Muskovit-Lagen bilden umlaufende Foliationen um die Feldspatklasten.



Dünnschliffaufnahme der Probe ARCA unter gekreuzten Polarisatoren.

Feldspat mit einer synthetischen Dominostruktur.

Tafel 20

AX



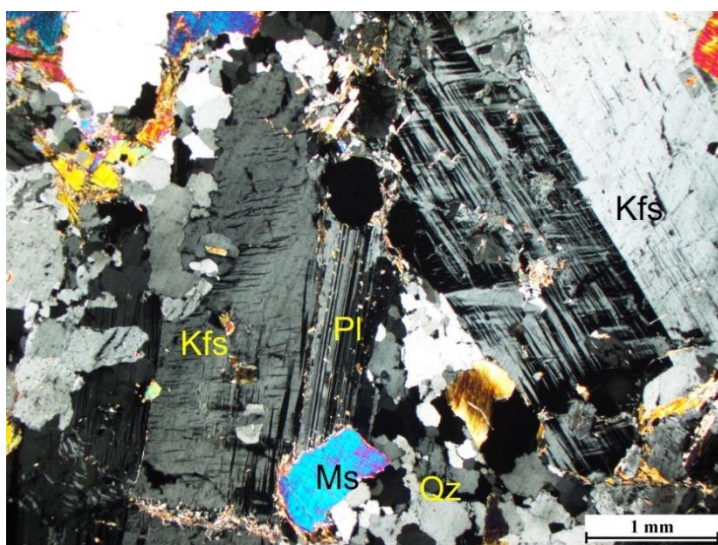
Aufschlusslokalität der Probenahmestelle AX, 200 m westlich der Staumauer des Baches „La Lauze“. Blickrichtung Norden. Der Hammer (31 cm) als Maßstab befindet sich in der Bildmitte unten.

Massiv anstehender und geklüfteter Ax-Granit.



Detailaufnahme des Aufschlusses AX. Bild 90° nach links gedreht.

In dem homogen grau erscheinenden, holokristallinen Gestein ist makroskopisch keine Foliation zu erkennen.

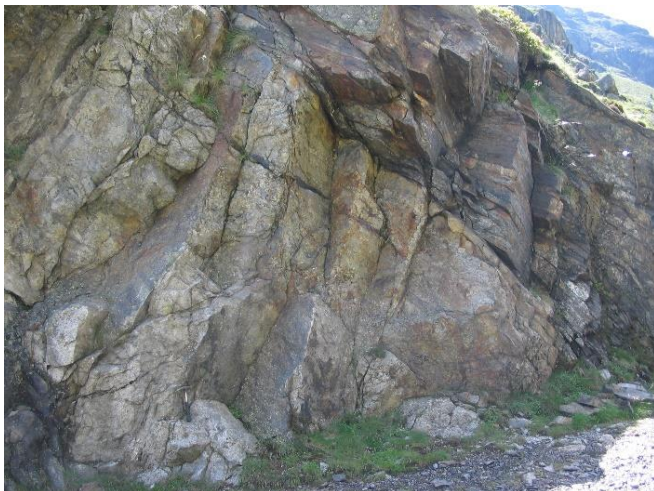


Dünnschliffaufnahme der Probe AX mit gekreuzten Polarisatoren.

Sehr große Kalifeldspat-Zwillinge bestimmen den Schliff. Die Quarze und Glimmer zeigen klar definierte Korngrenzen. Selten können Ansätze von Subkornbildung im Quarz beobachtet werden.

Tafel 21

SC

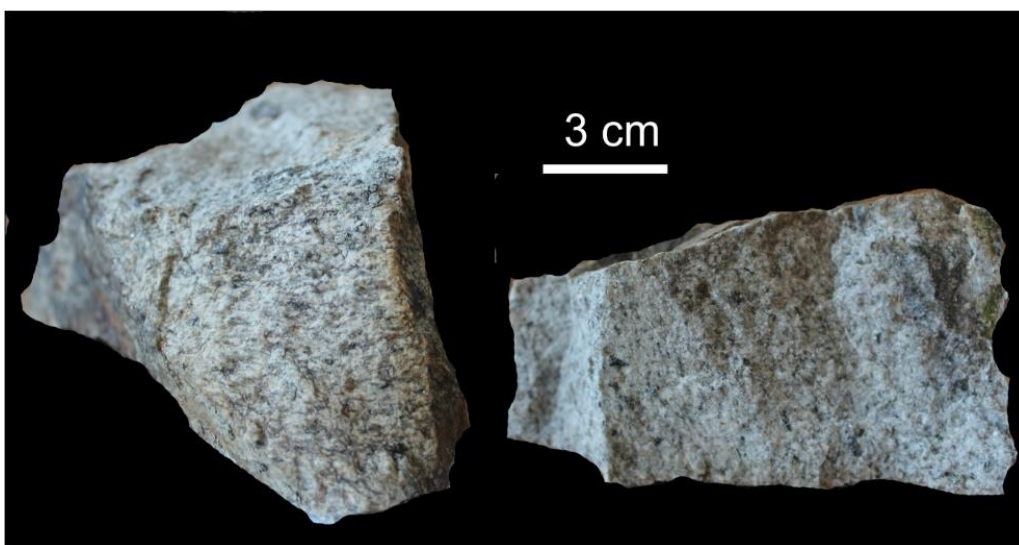


Aufschlusslokalität der Probenahmestelle SC, 50 m westlich der „Cascade de Labinas“. Blickrichtung Osten.

Im unteren Bereich ist der Soulcem-Granit zu sehen, links oben der Kontakt zum Metasediment, welches zum Hüllgestein des Aston-Orthogneises im Aston-Dom zählt. In dieses intrudierte der Soulcem-Granit.



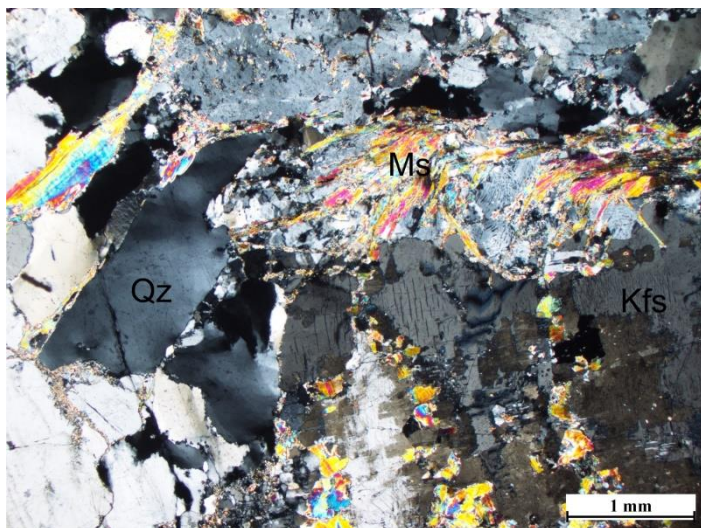
Detailaufnahme des Aufschlusses der Probenahmestelle SC.



Handstücke der Probe SC.

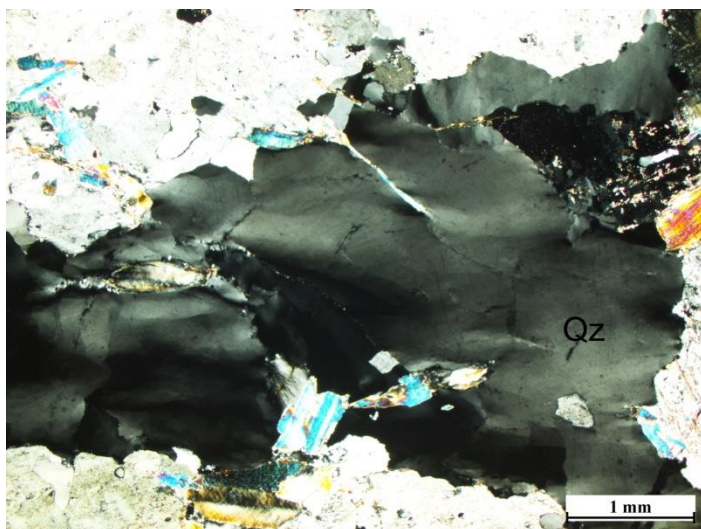
Tafel 22

SC



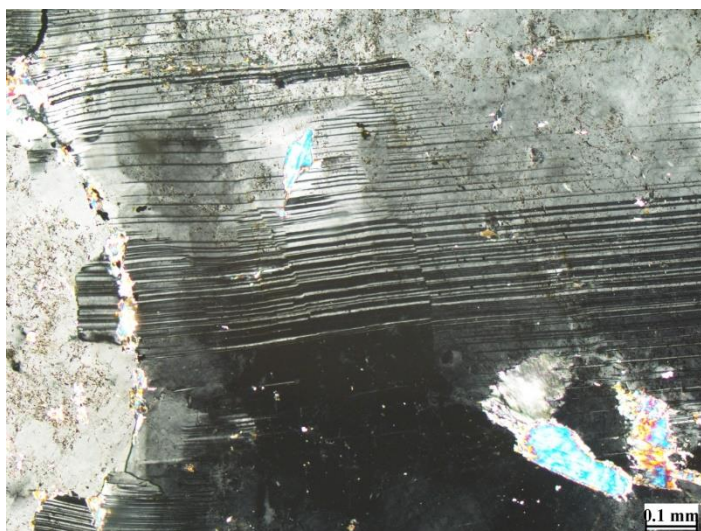
Dünnschliffaufnahme der Probe SC unter gekreuzten Polarisatoren.

Teils eingeregelt Muskovite, die kleinere Scherbahnen markieren. Eine deutliche Foliation ist im Schliff nicht zu erkennen.



Dünnschliffaufnahme der Probe SC unter gekreuzten Polarisatoren.

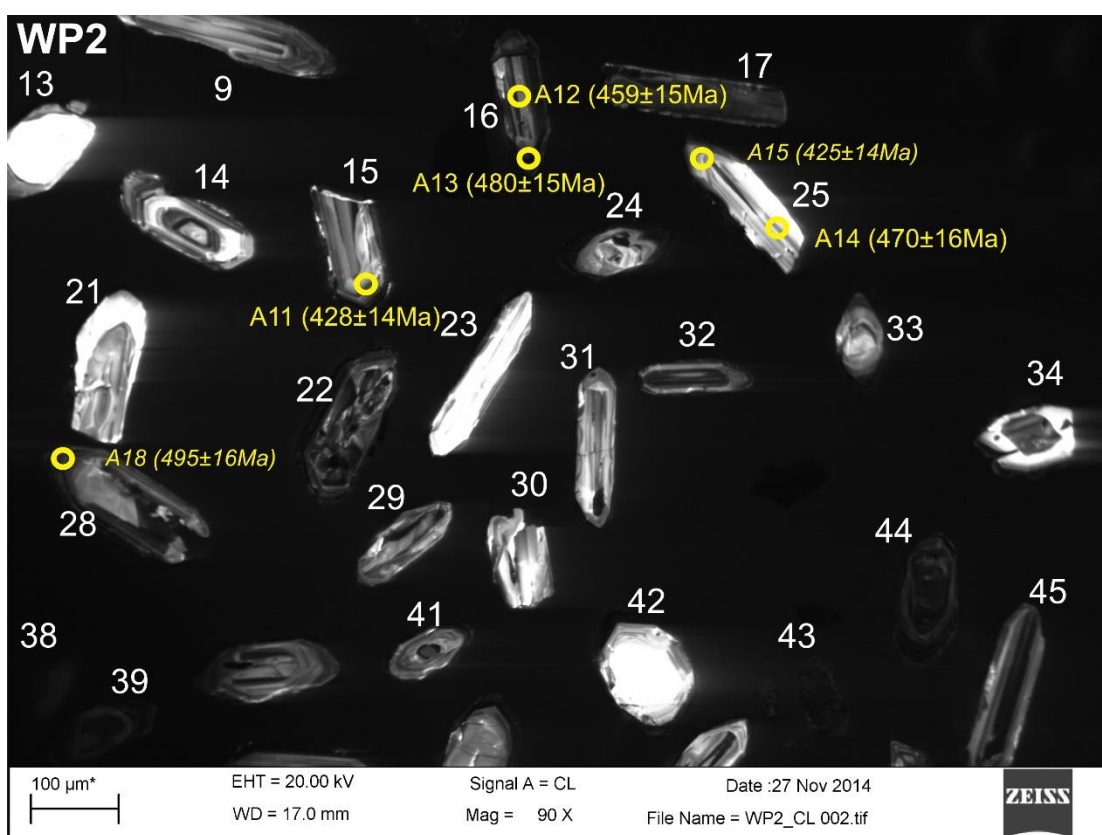
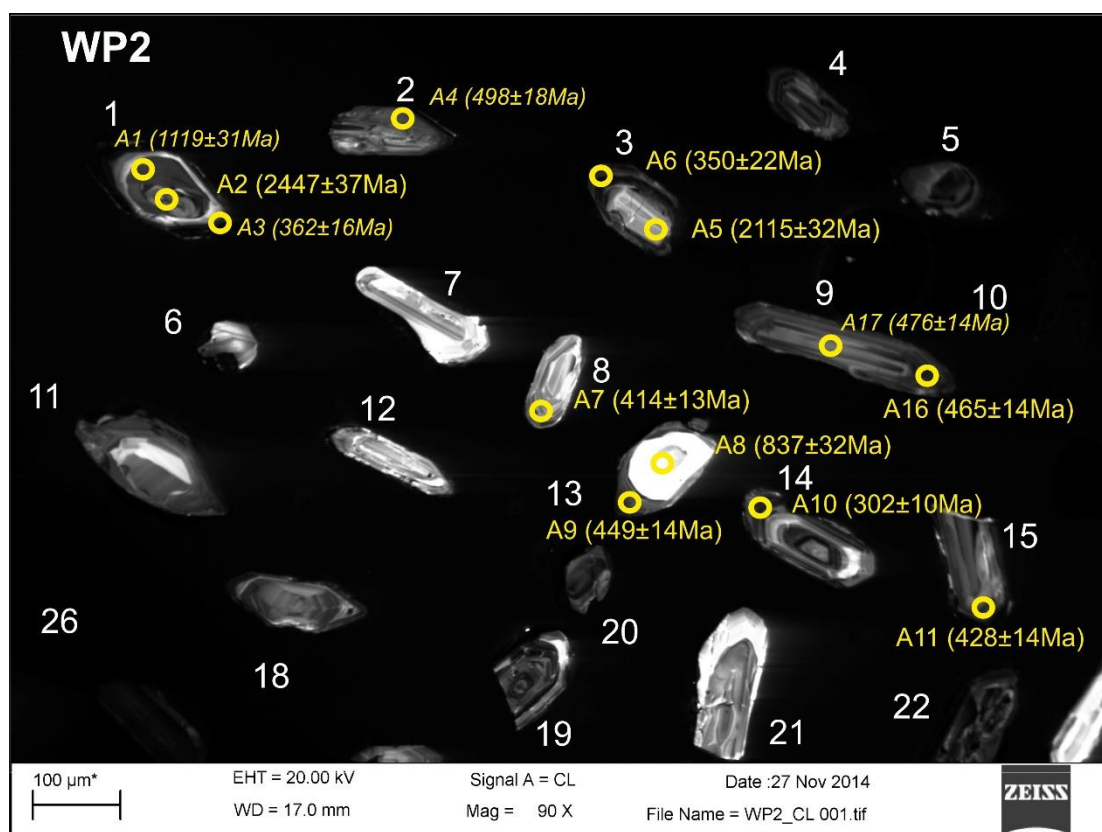
Undulös auslöschende Quarzminerale mit Subkornbildung zeugen von Deformation in dem Granit.



Dünnschliffaufnahme der Probe SC unter gekreuzten Polarisatoren.

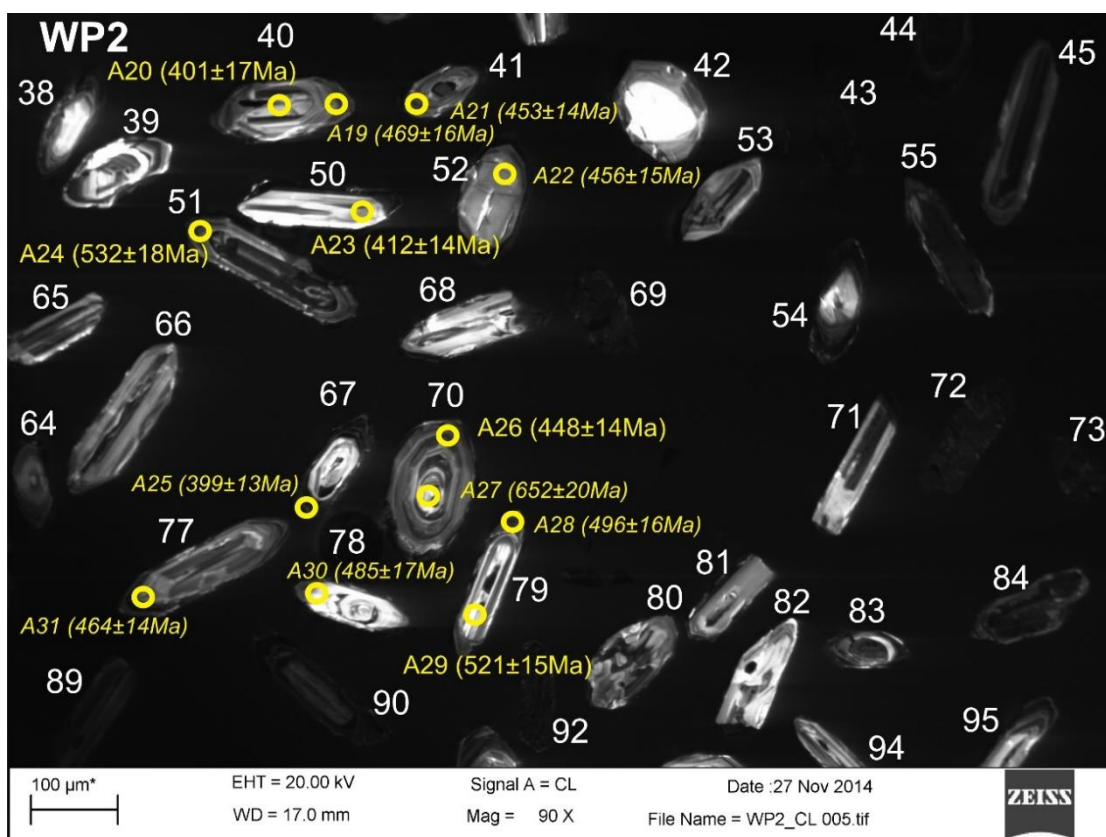
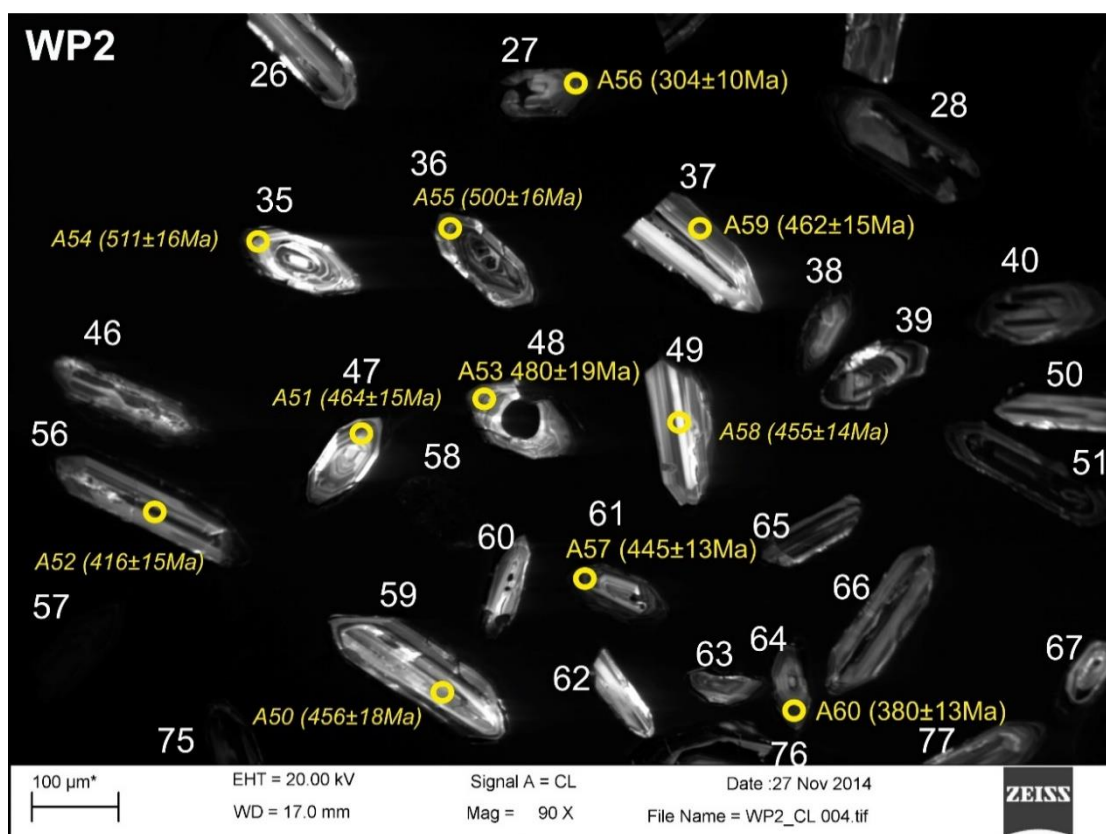
Leicht deformierter Plagioklas mit versetzten Zwillingslamellen und teilweise undulösen Auslöschungen.

Tafel 23



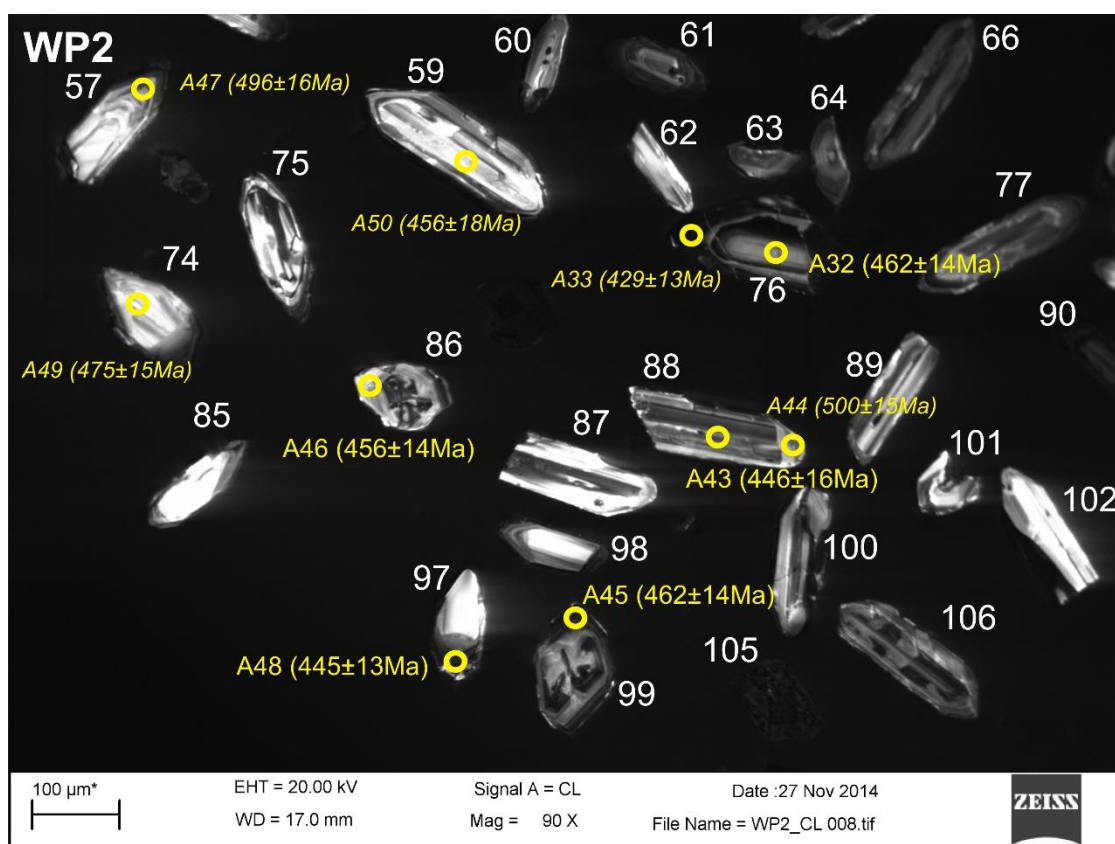
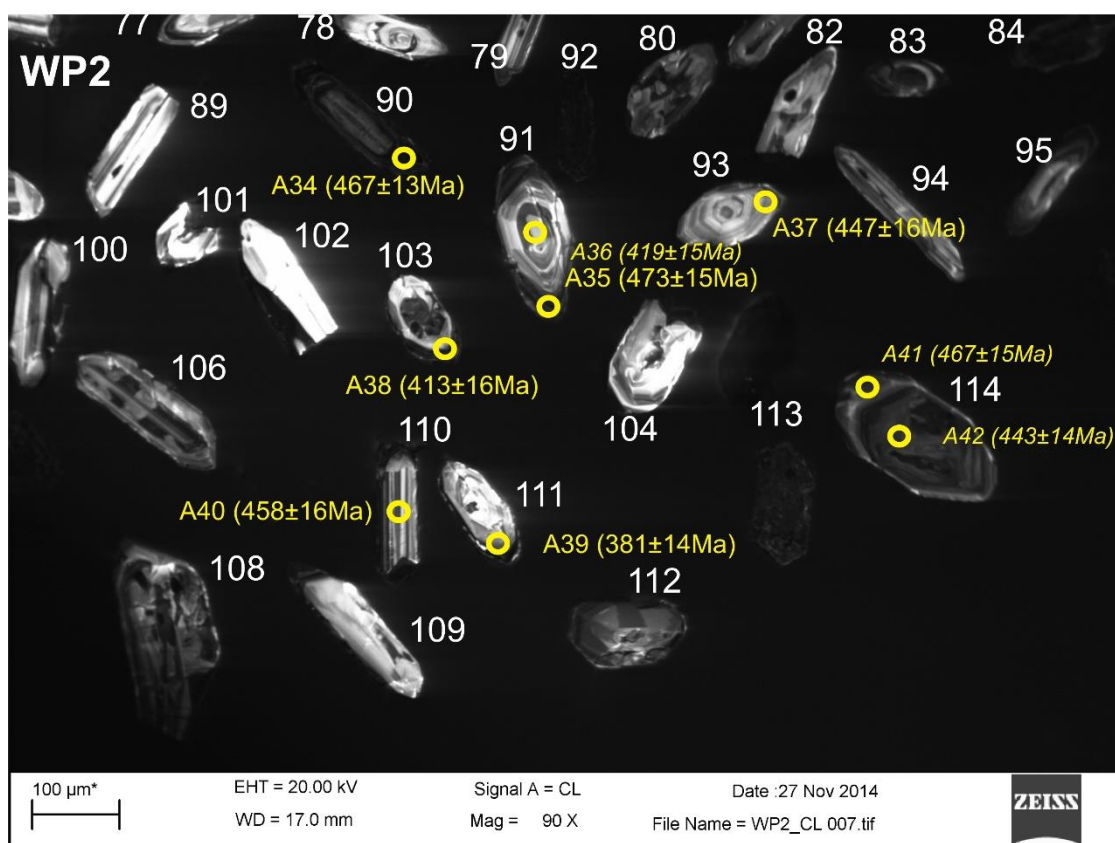
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP2. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 μm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 24



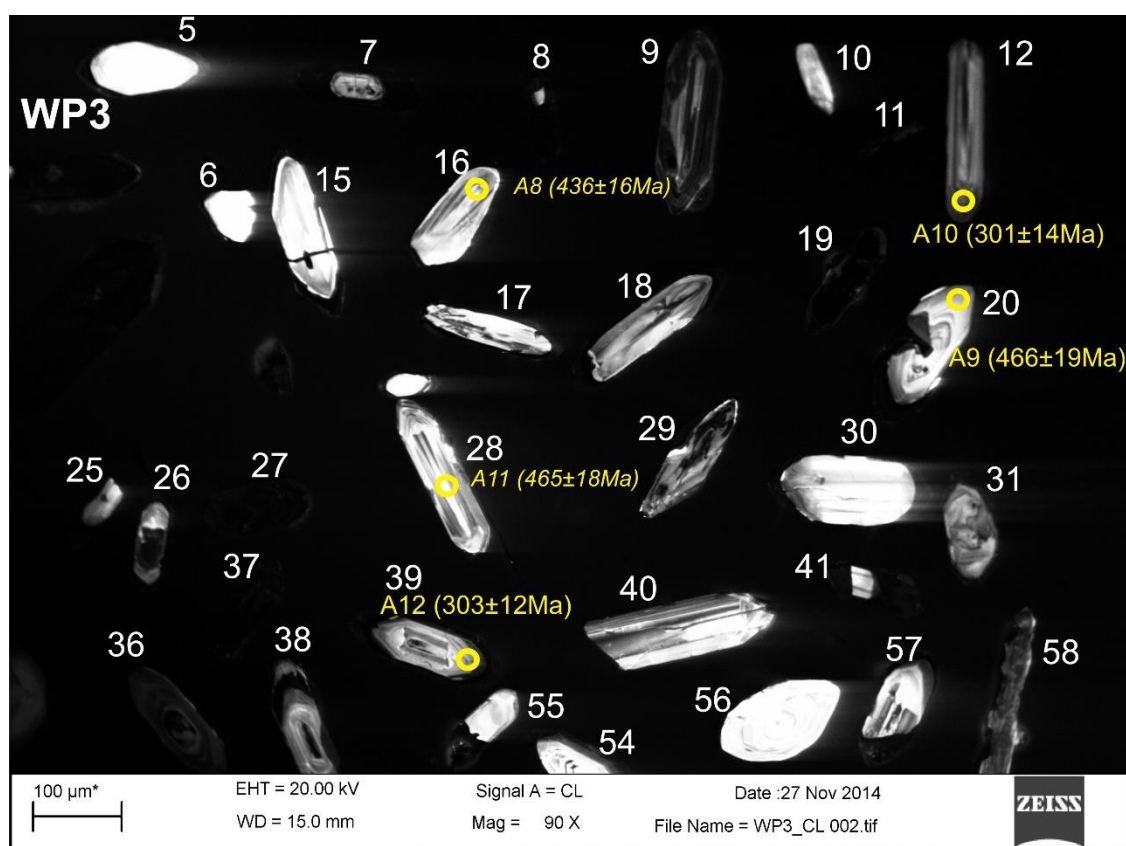
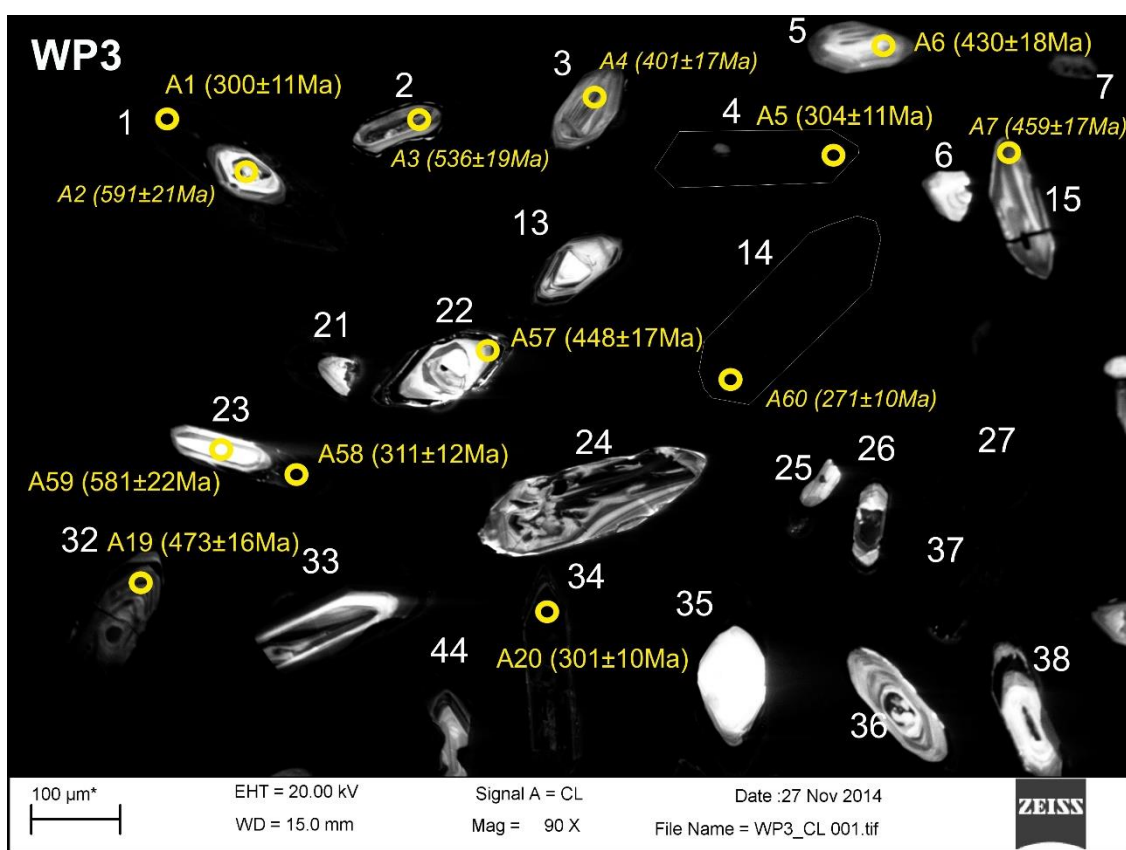
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP2. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 25



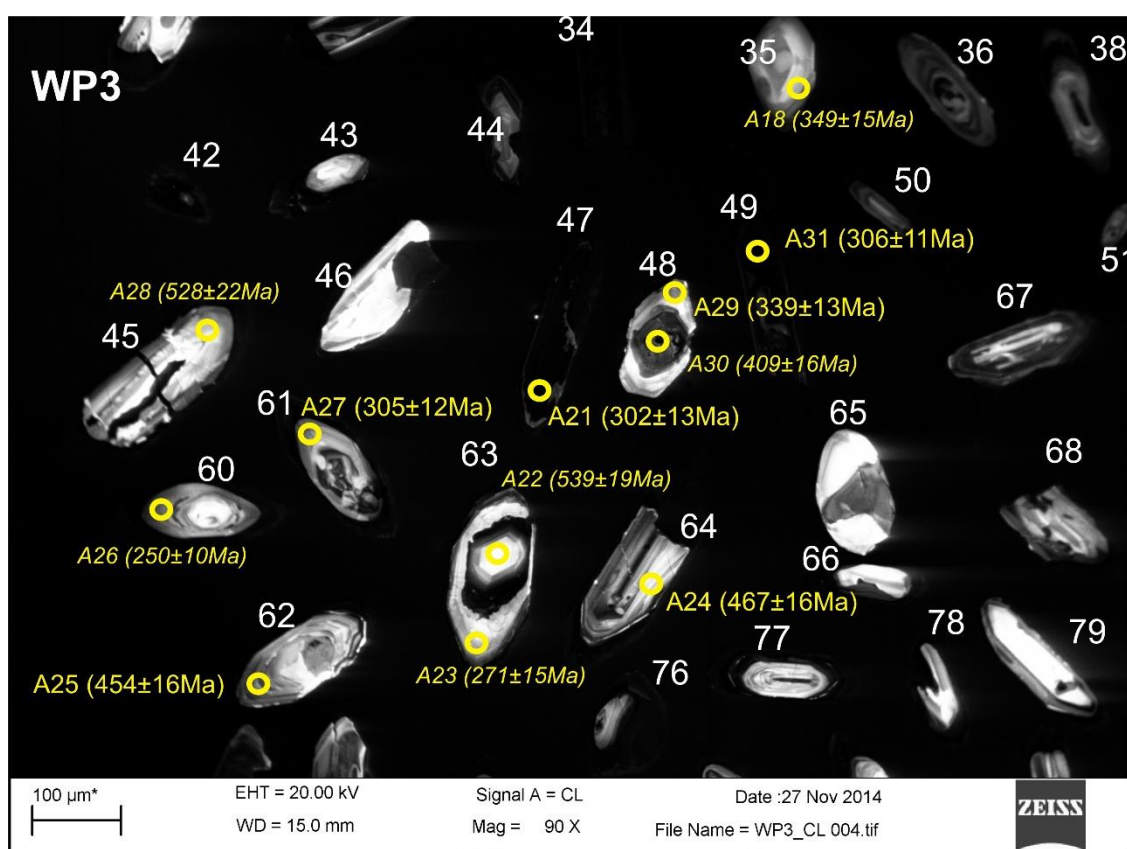
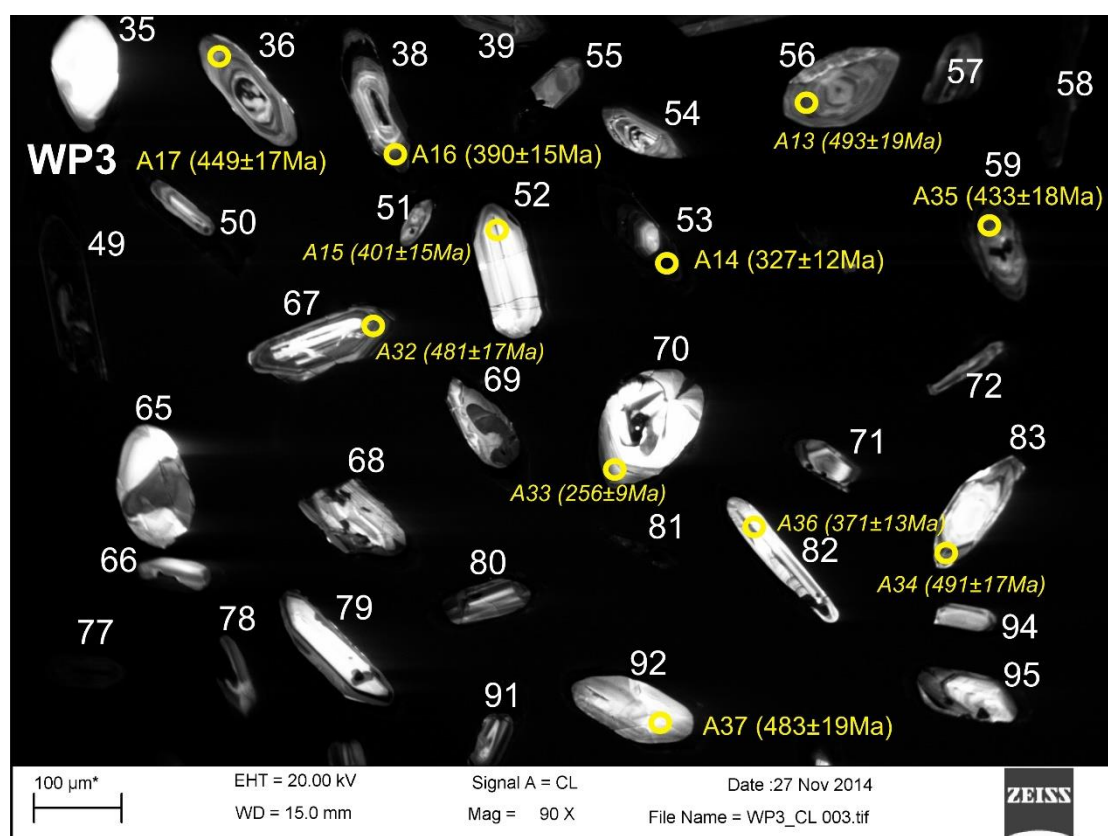
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP2. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 26



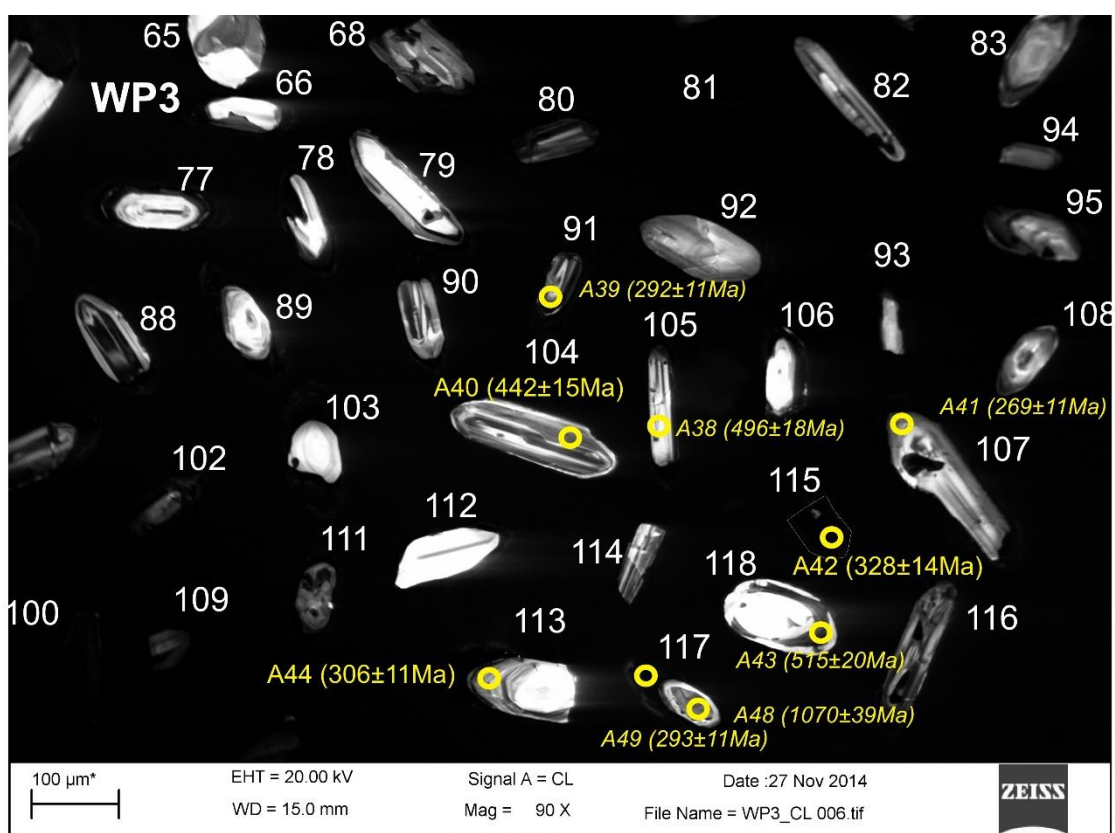
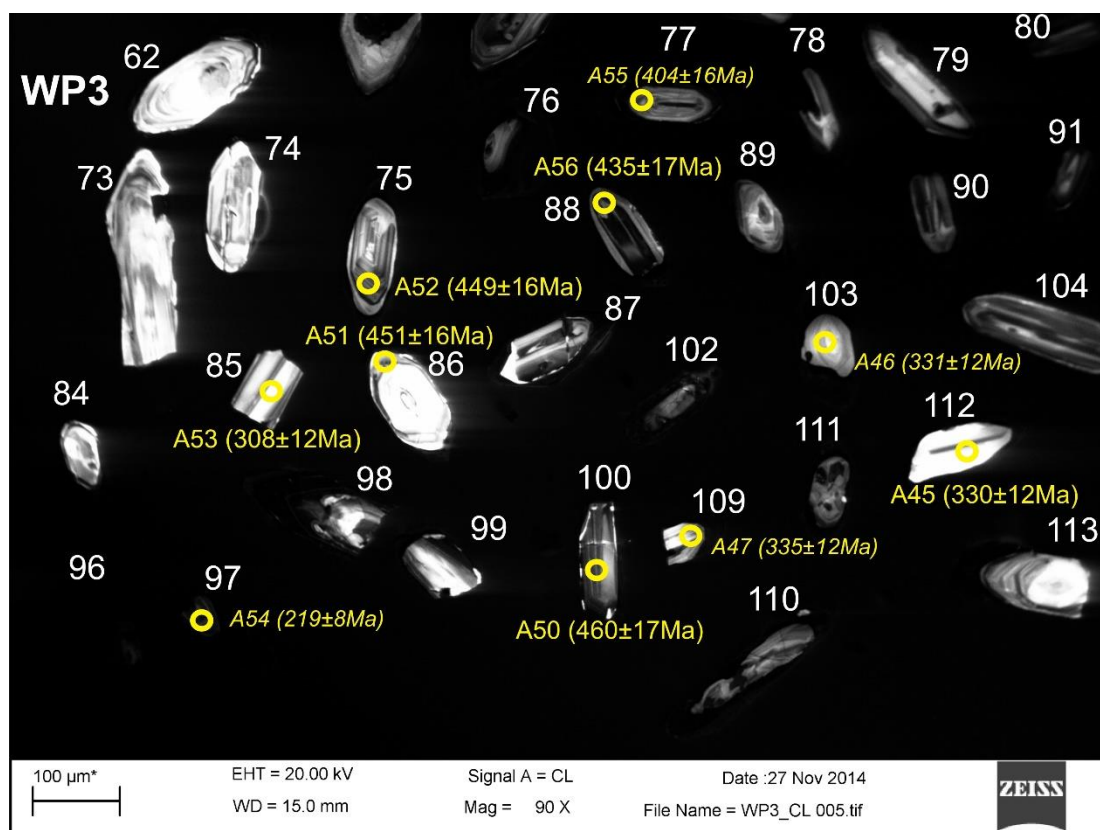
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP3. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 27



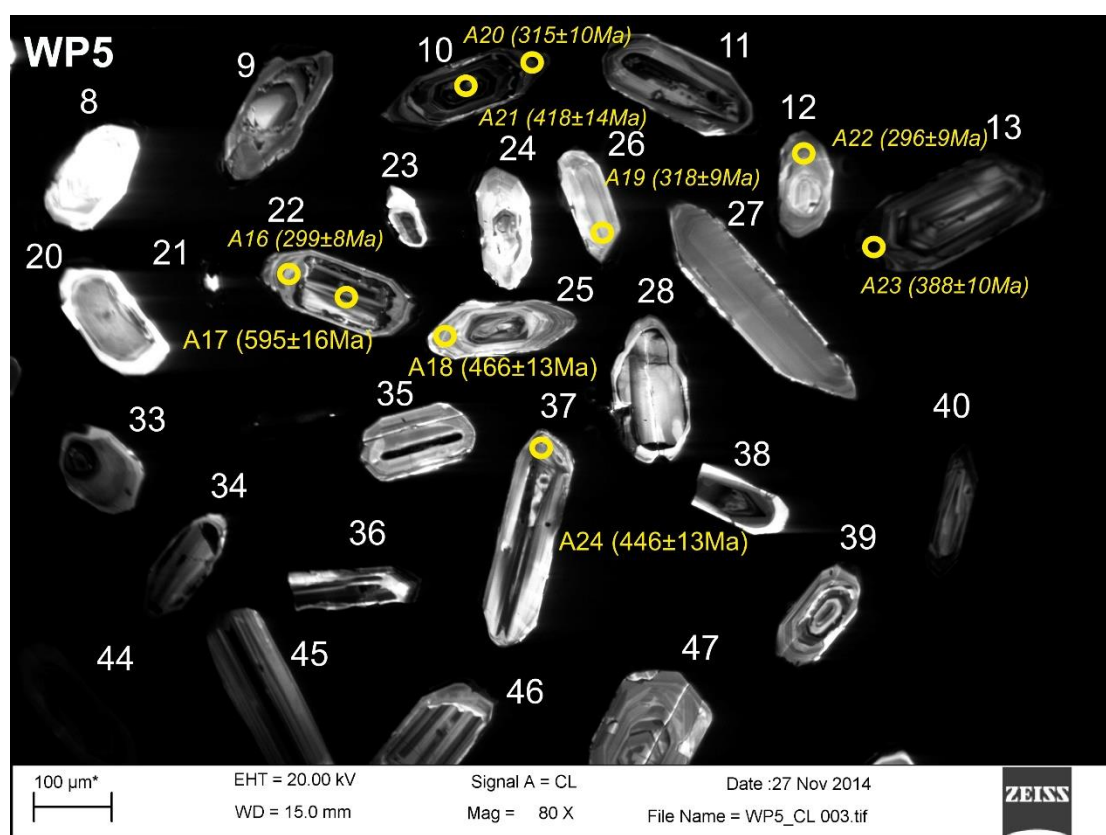
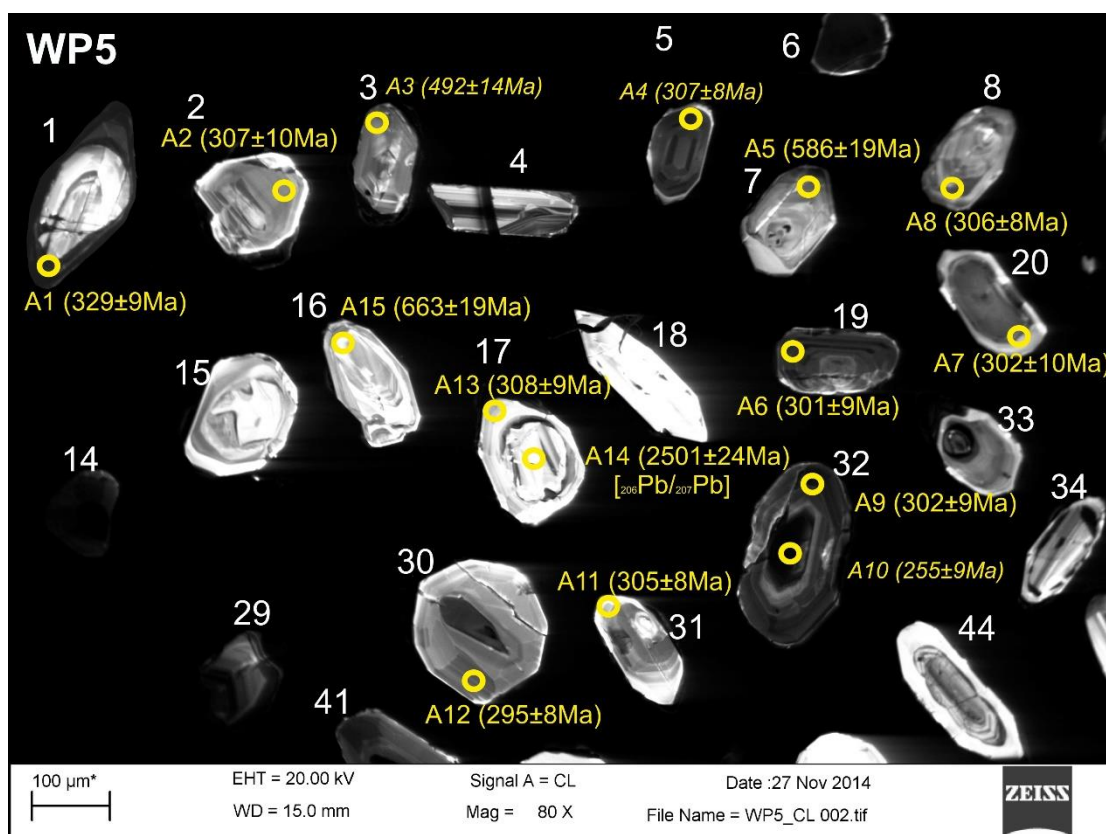
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP3. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 28



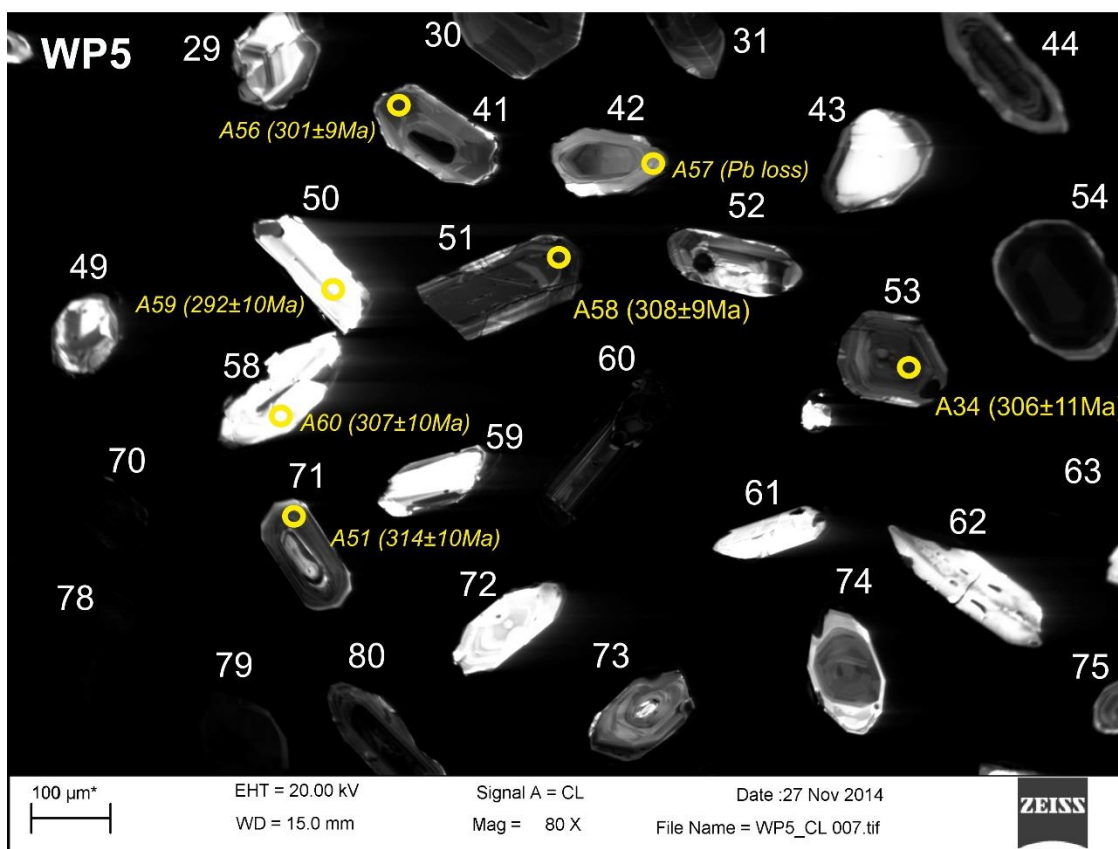
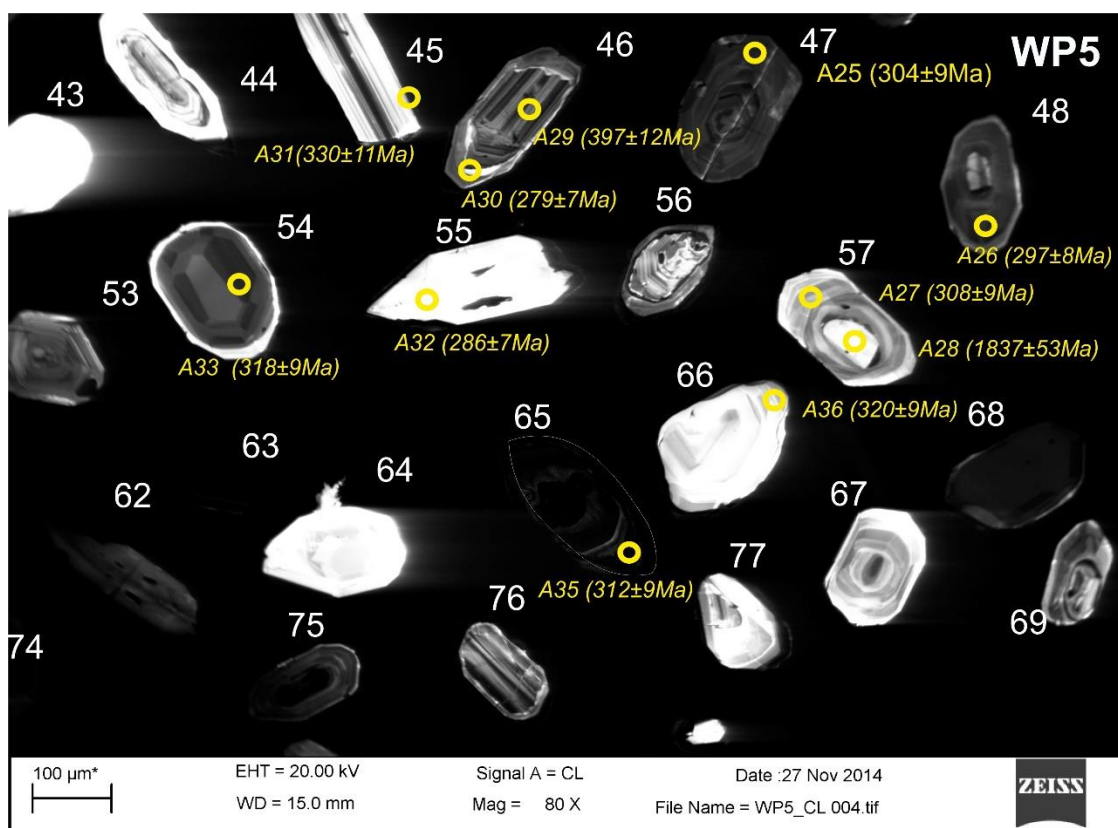
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP3. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 29



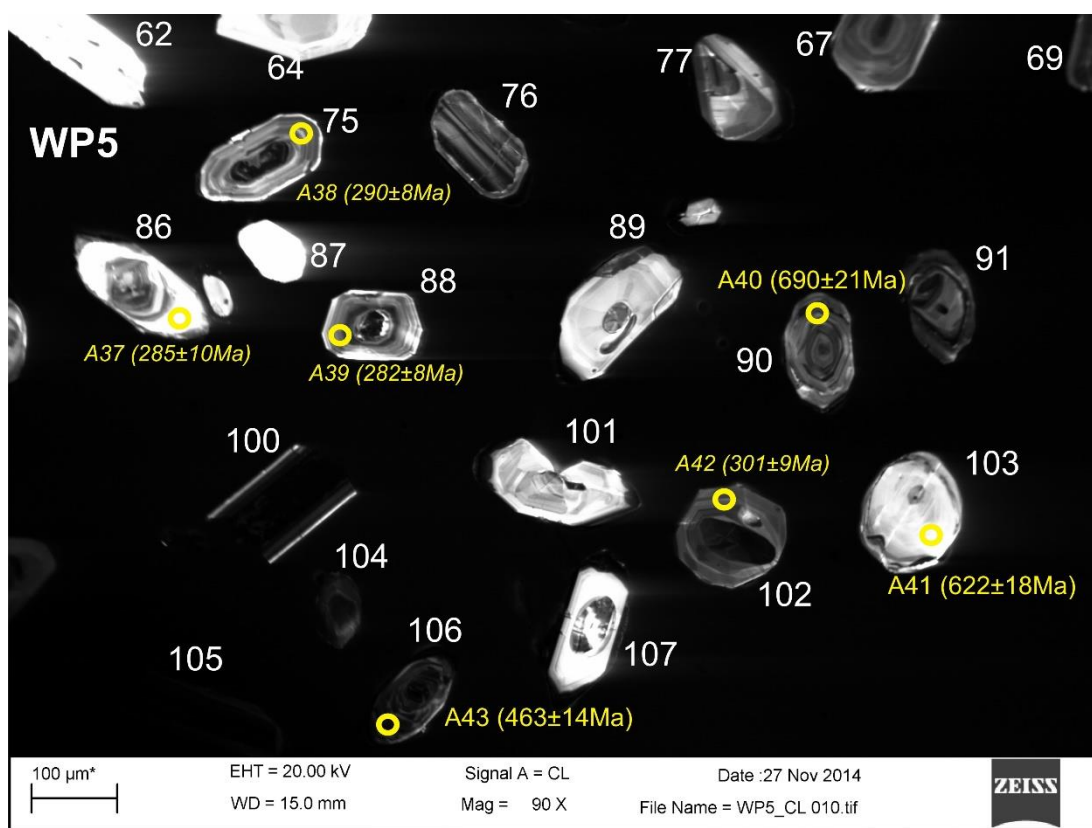
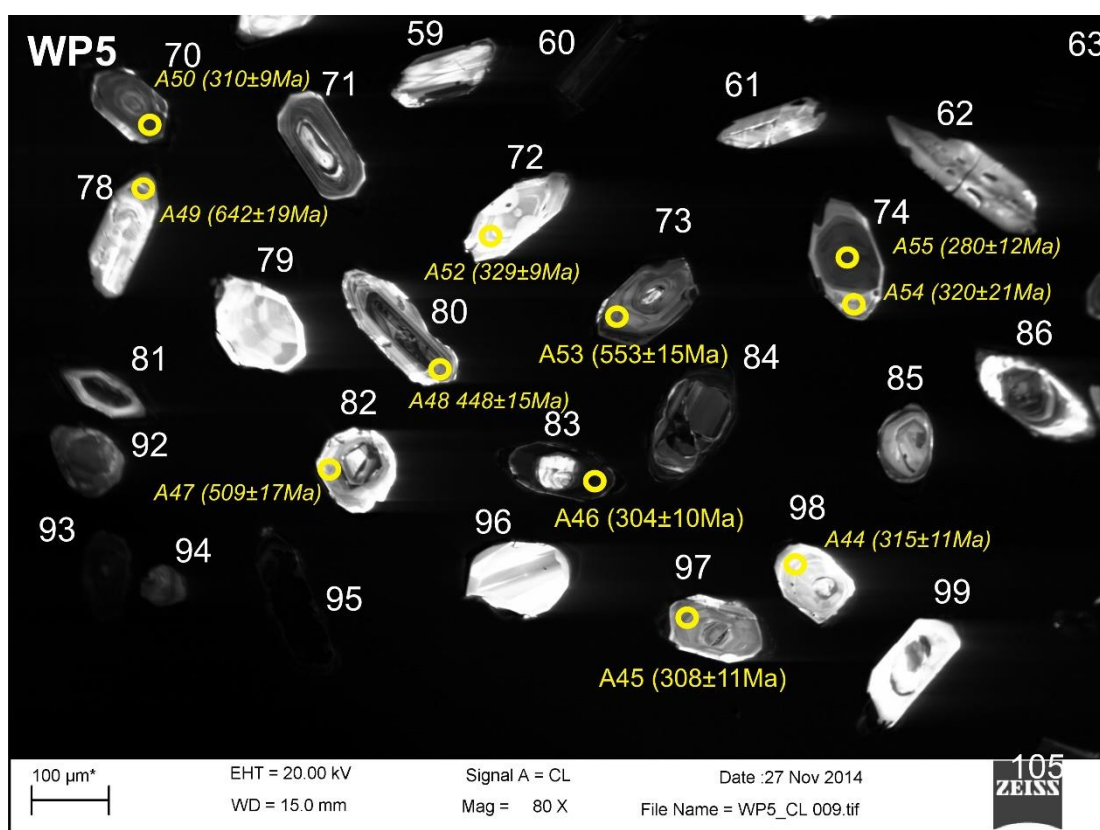
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP5. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 30



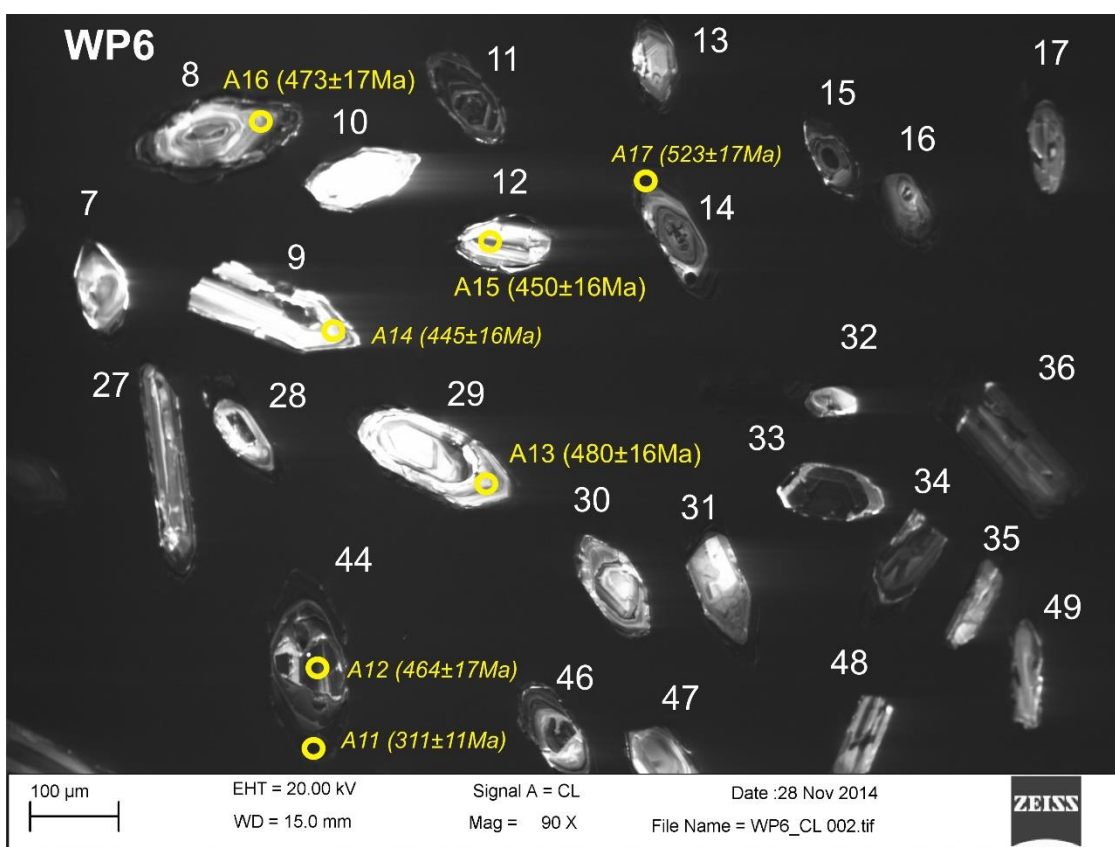
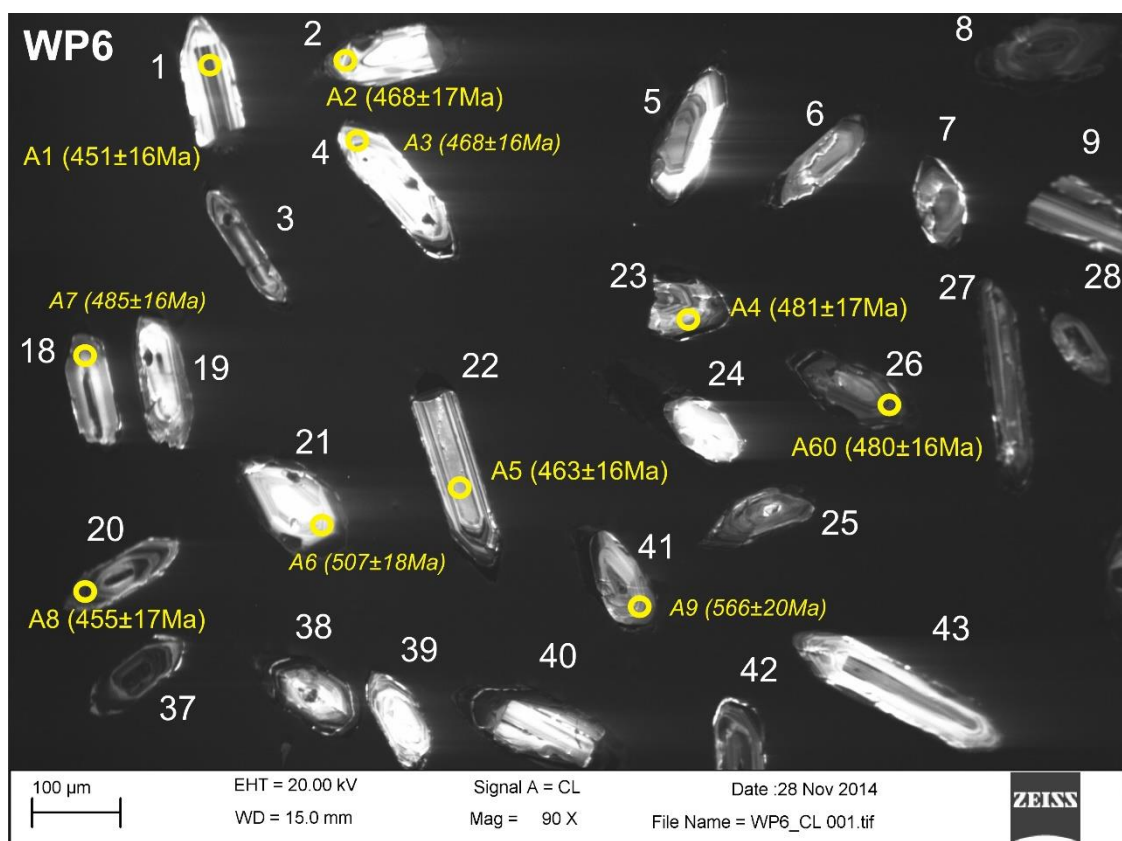
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP5. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 31



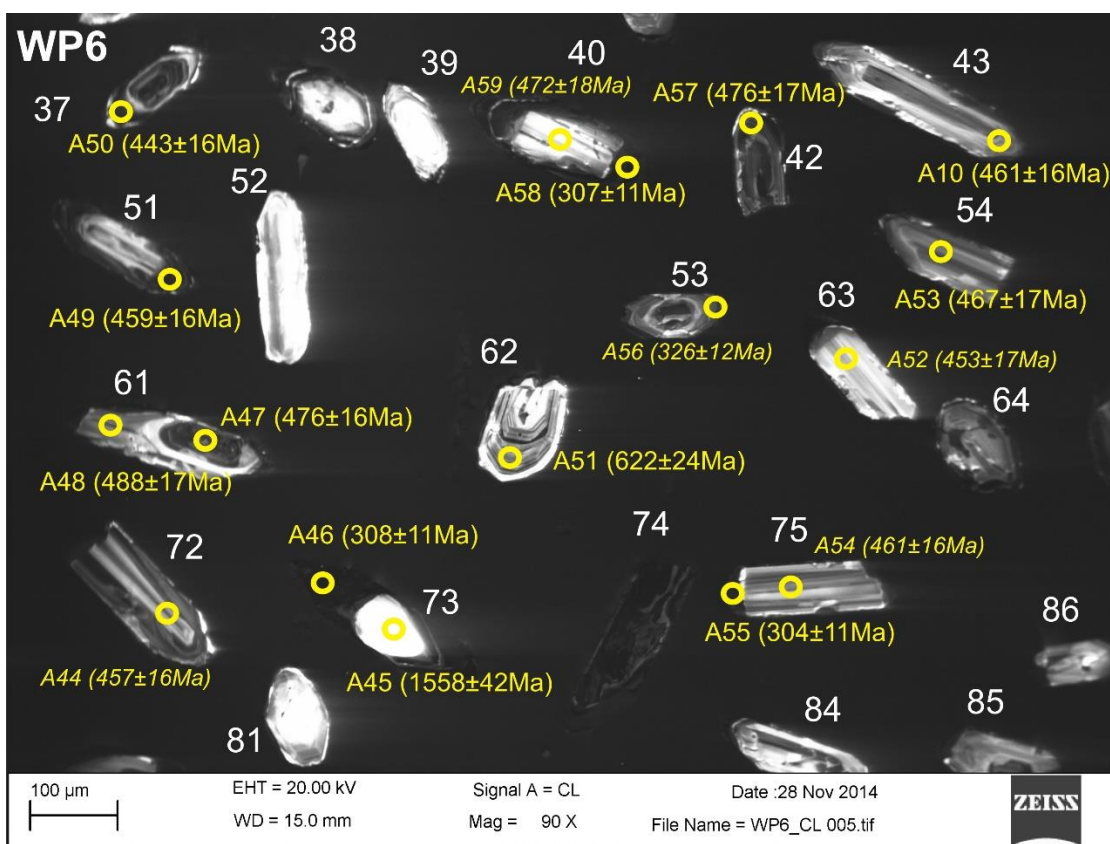
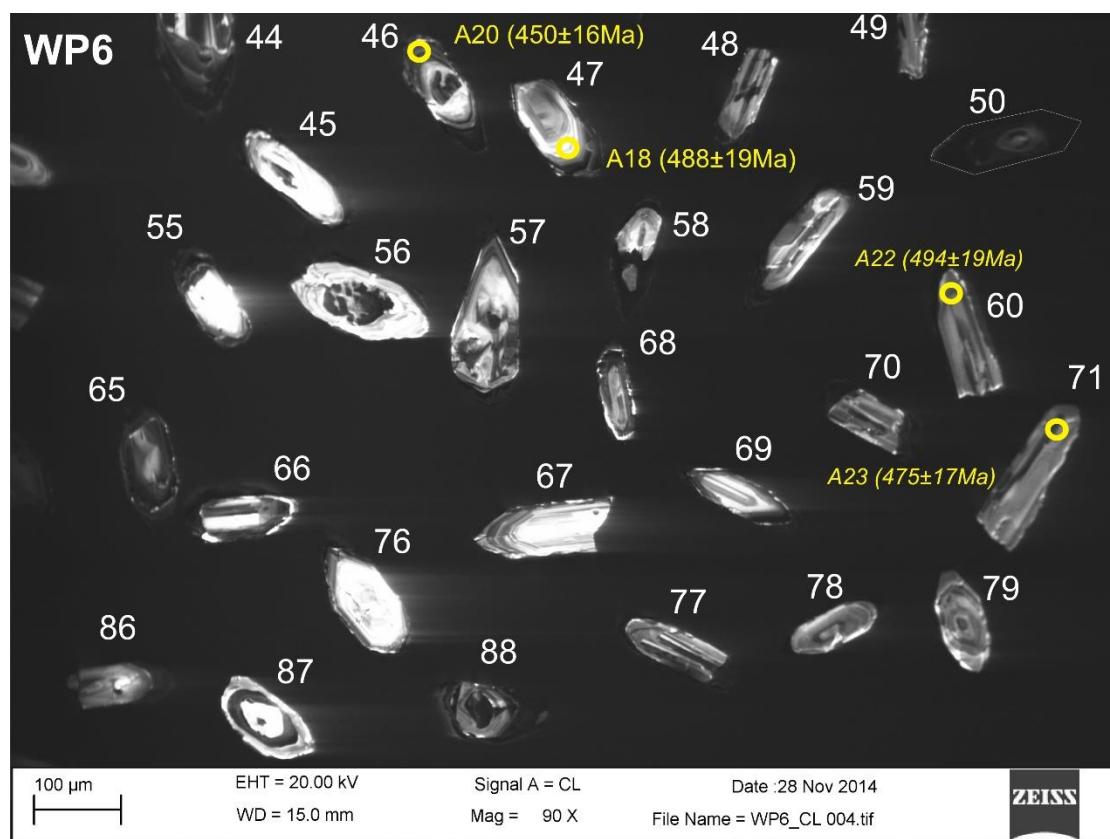
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP5. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 μm . Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 32



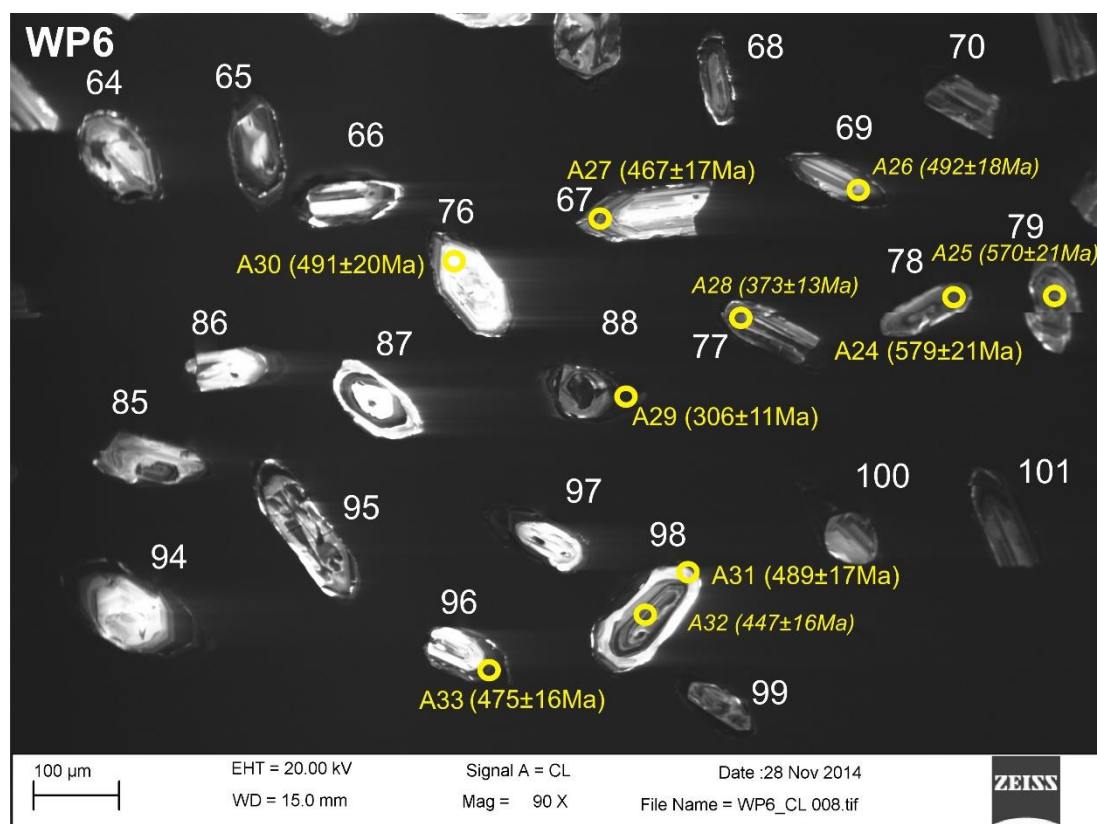
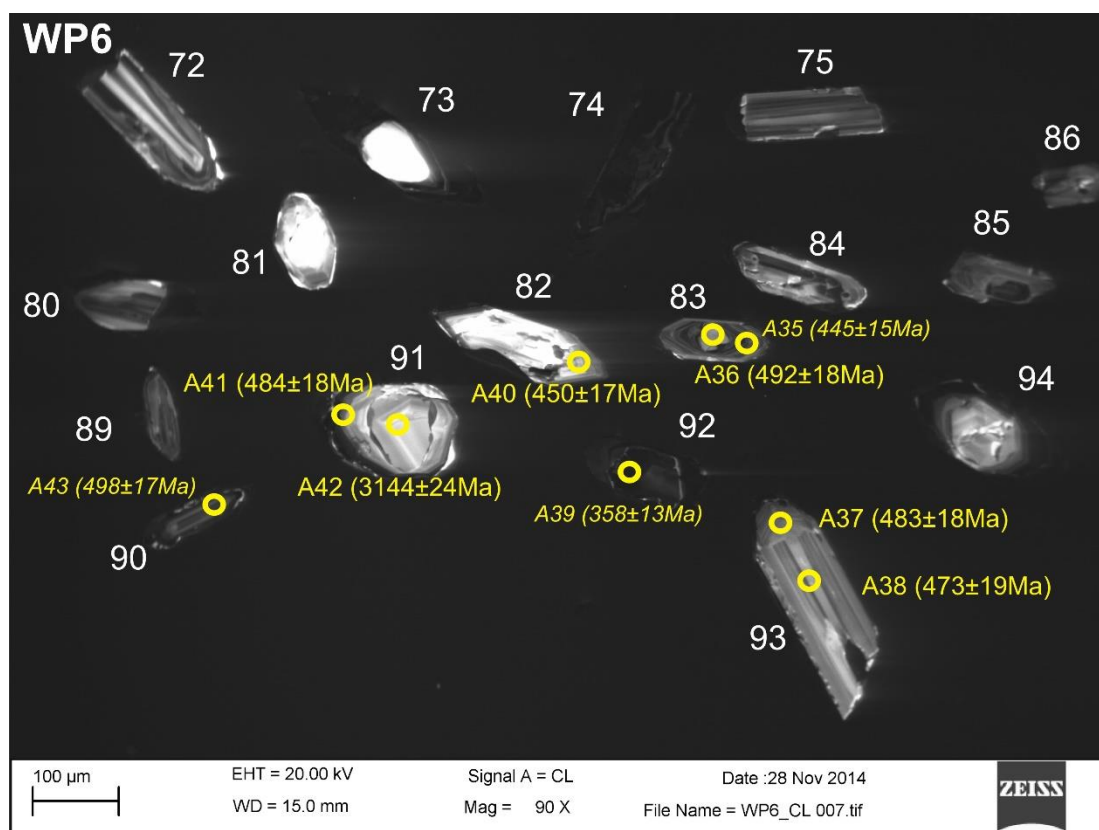
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP6. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 33



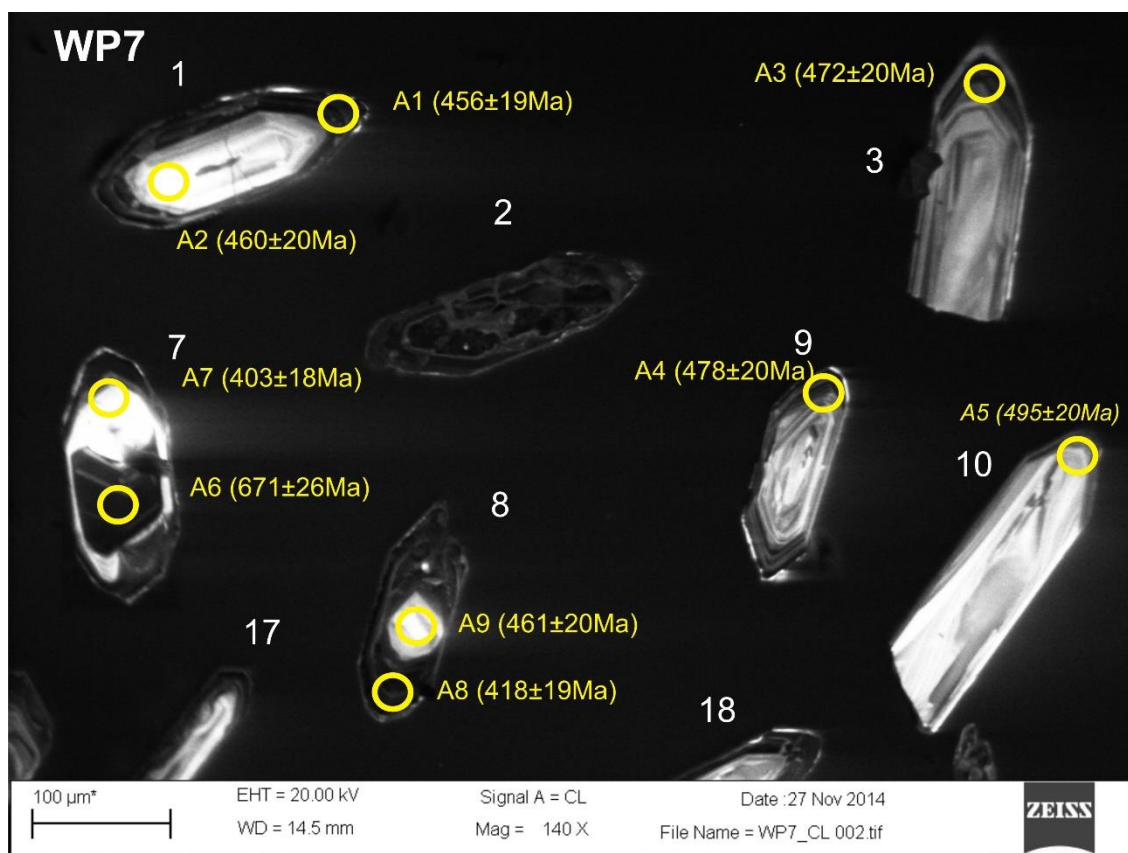
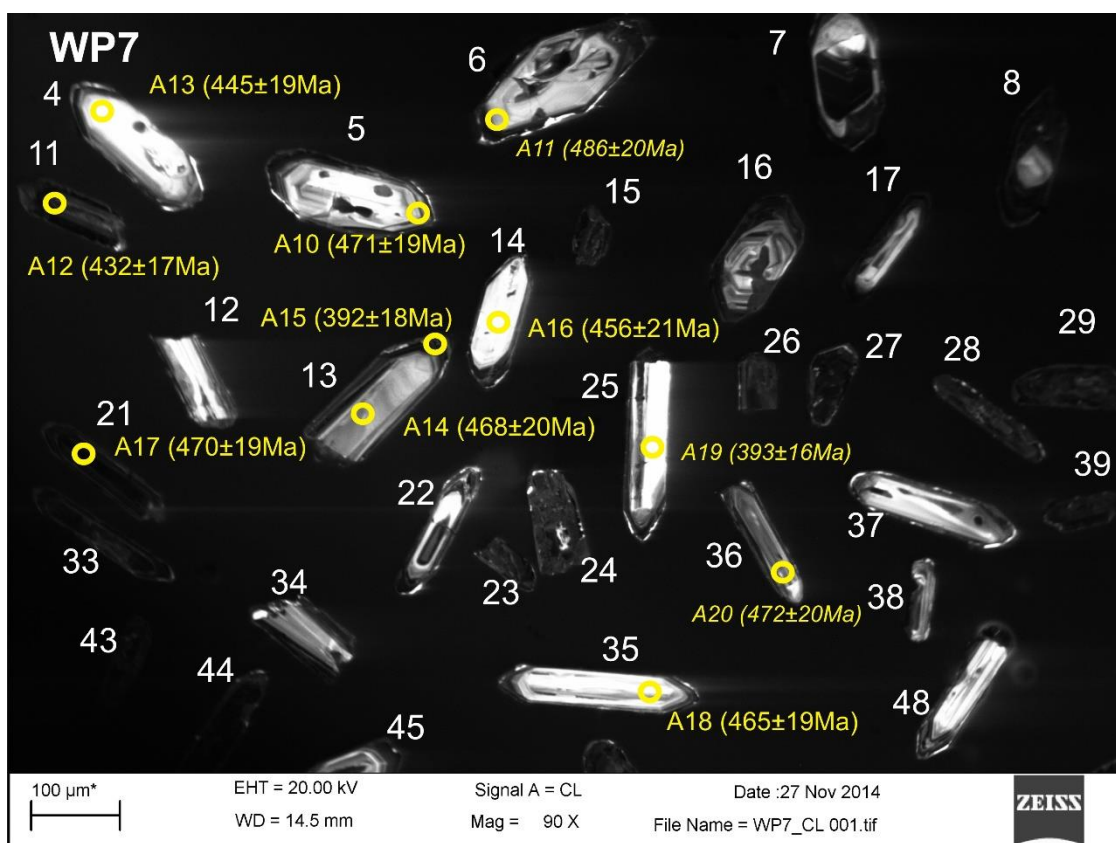
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP6. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 34



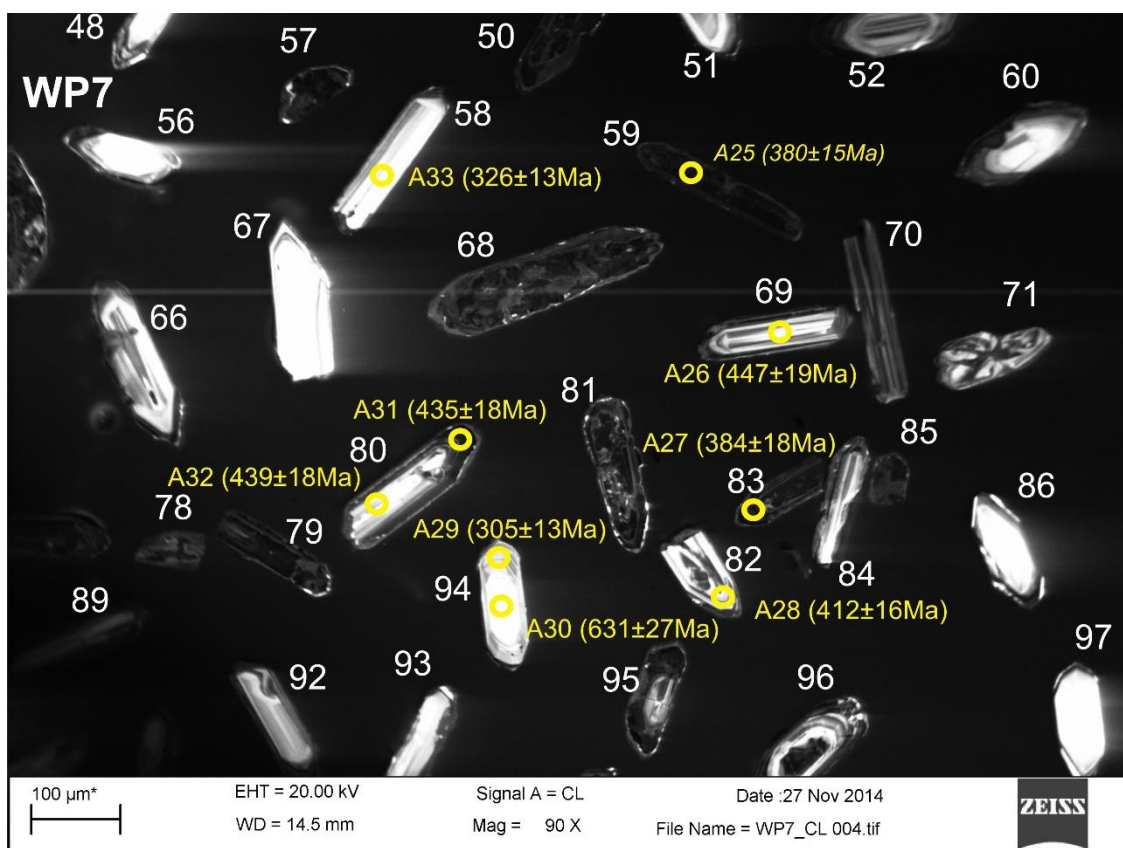
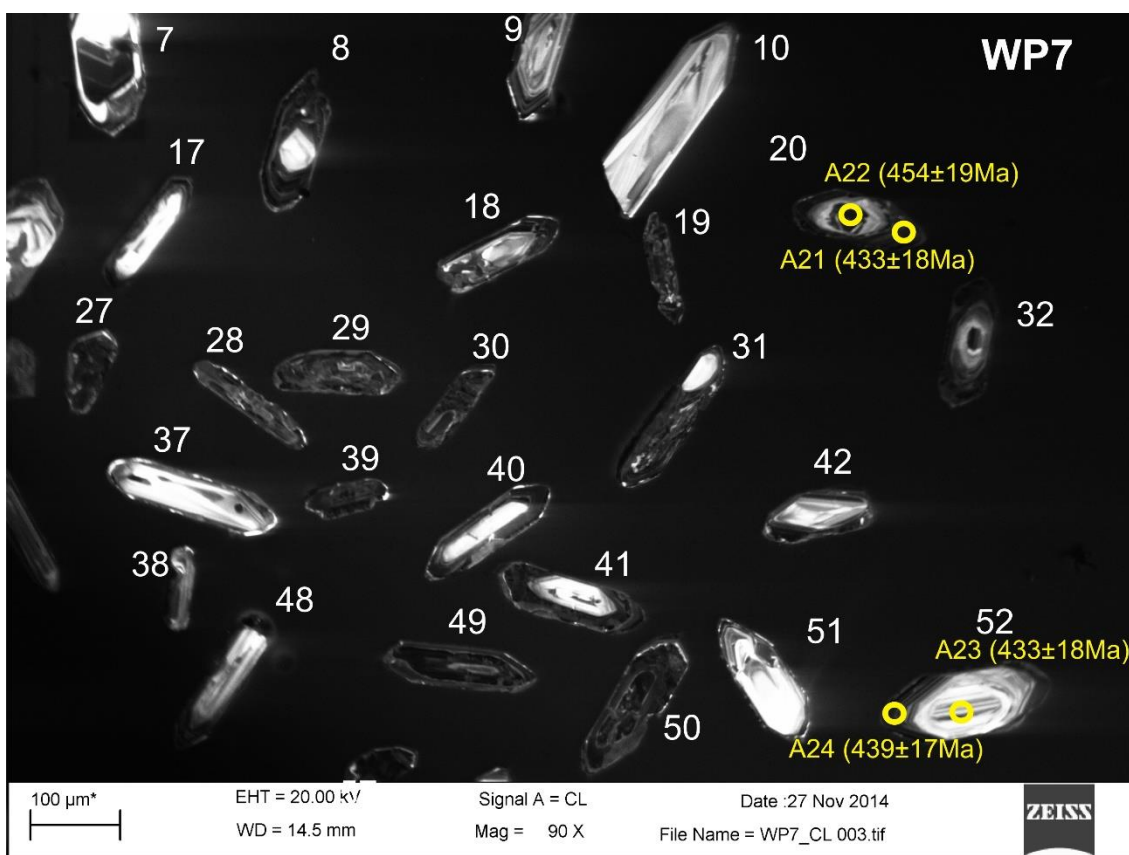
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP6. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 μm . Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 35



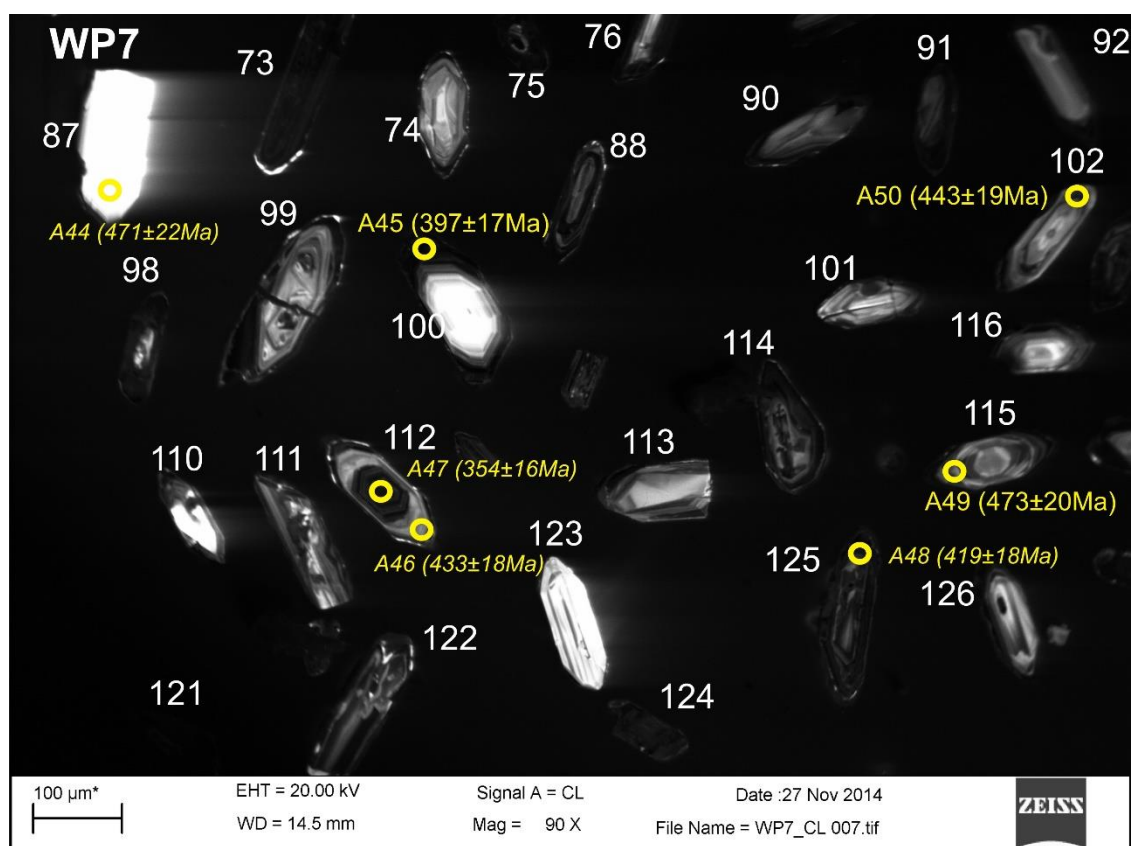
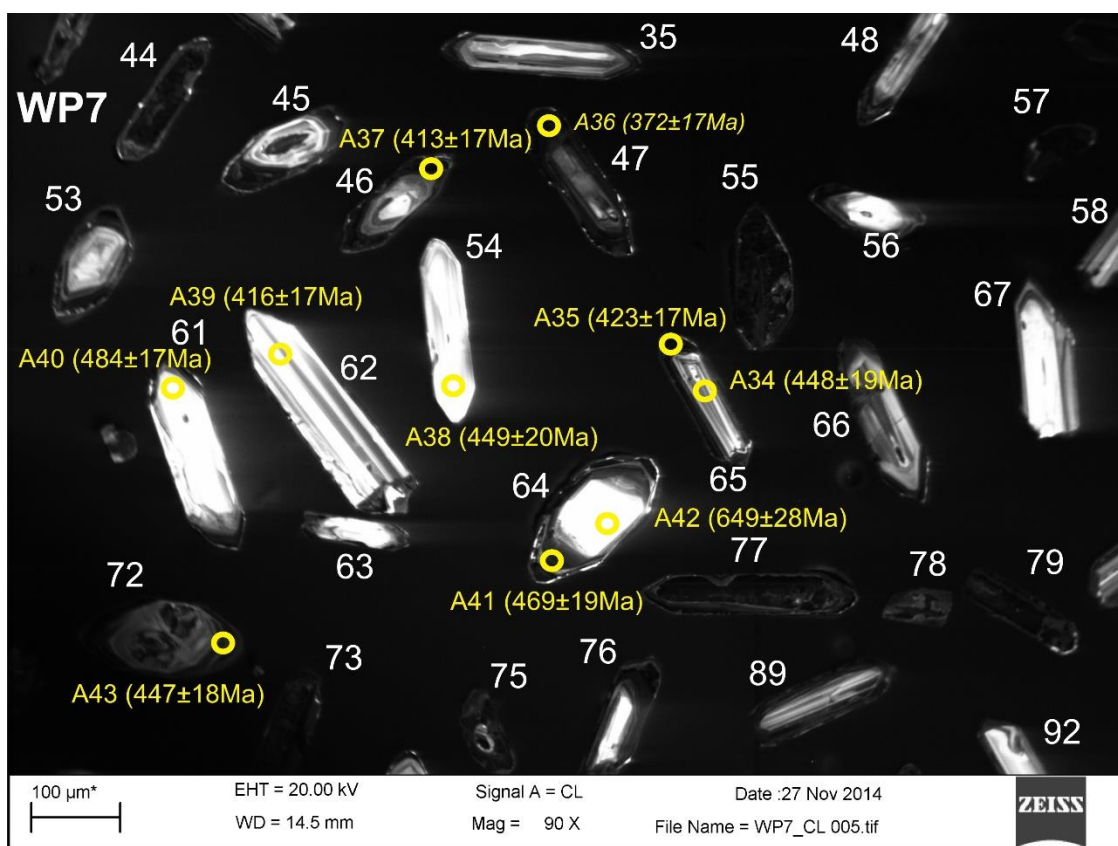
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP7. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 36



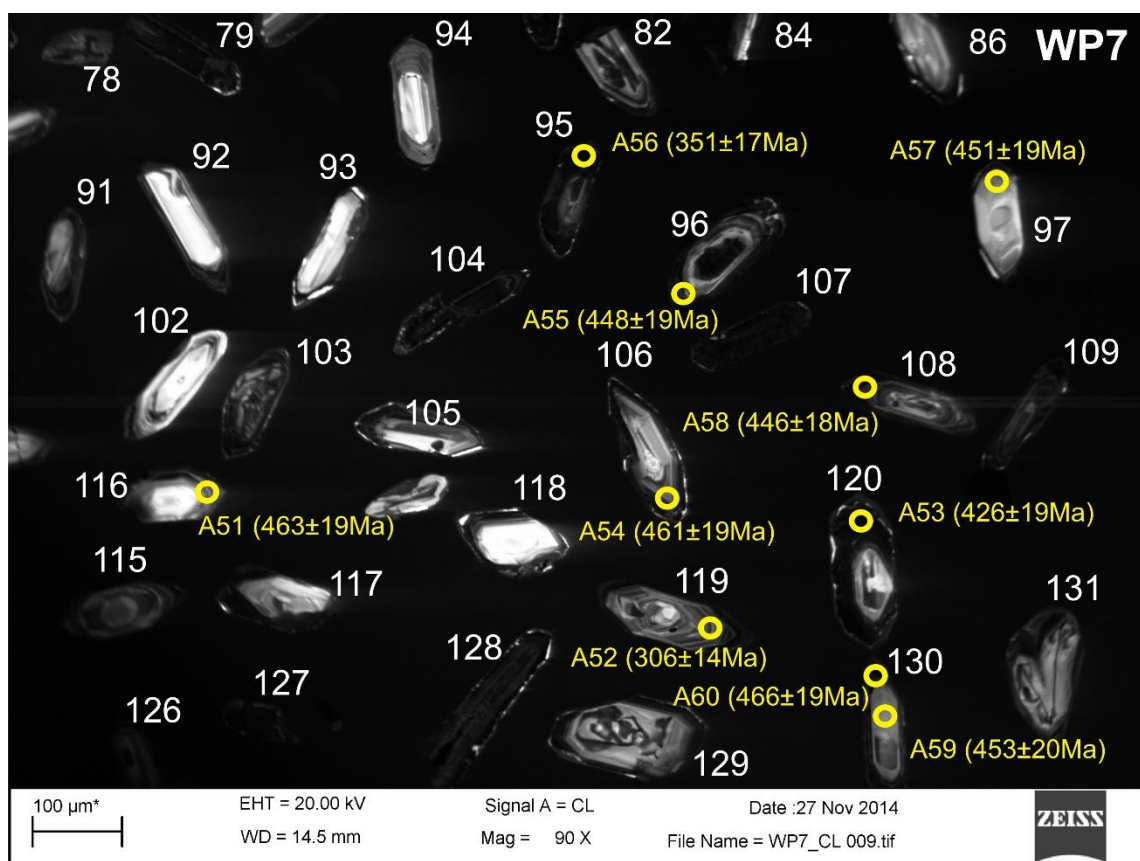
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP7. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 37



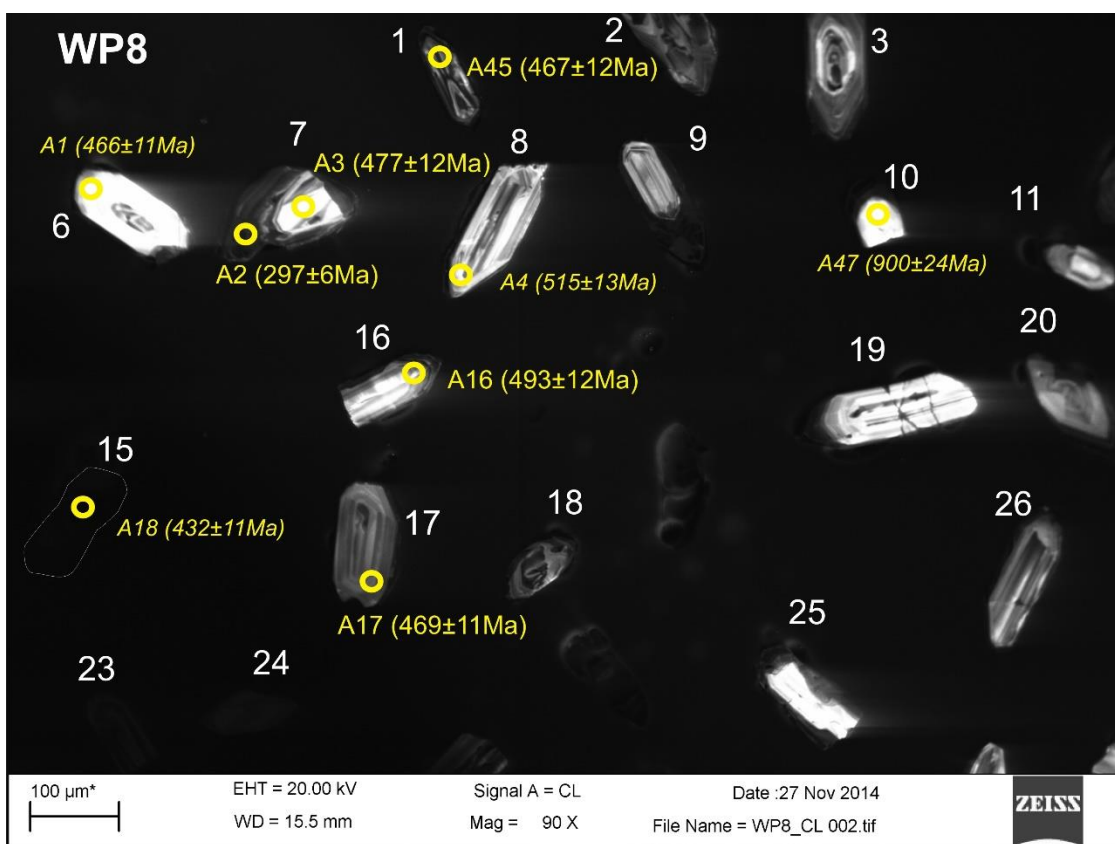
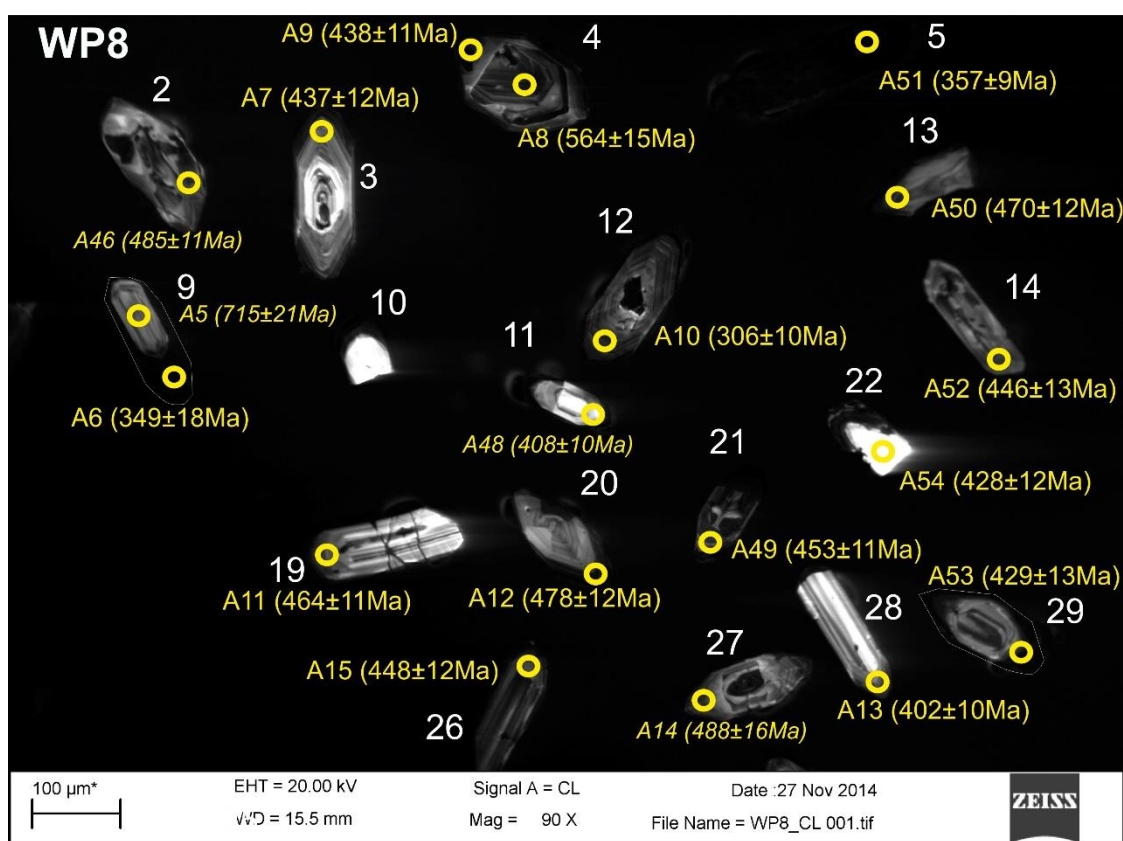
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP7. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 μm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 38



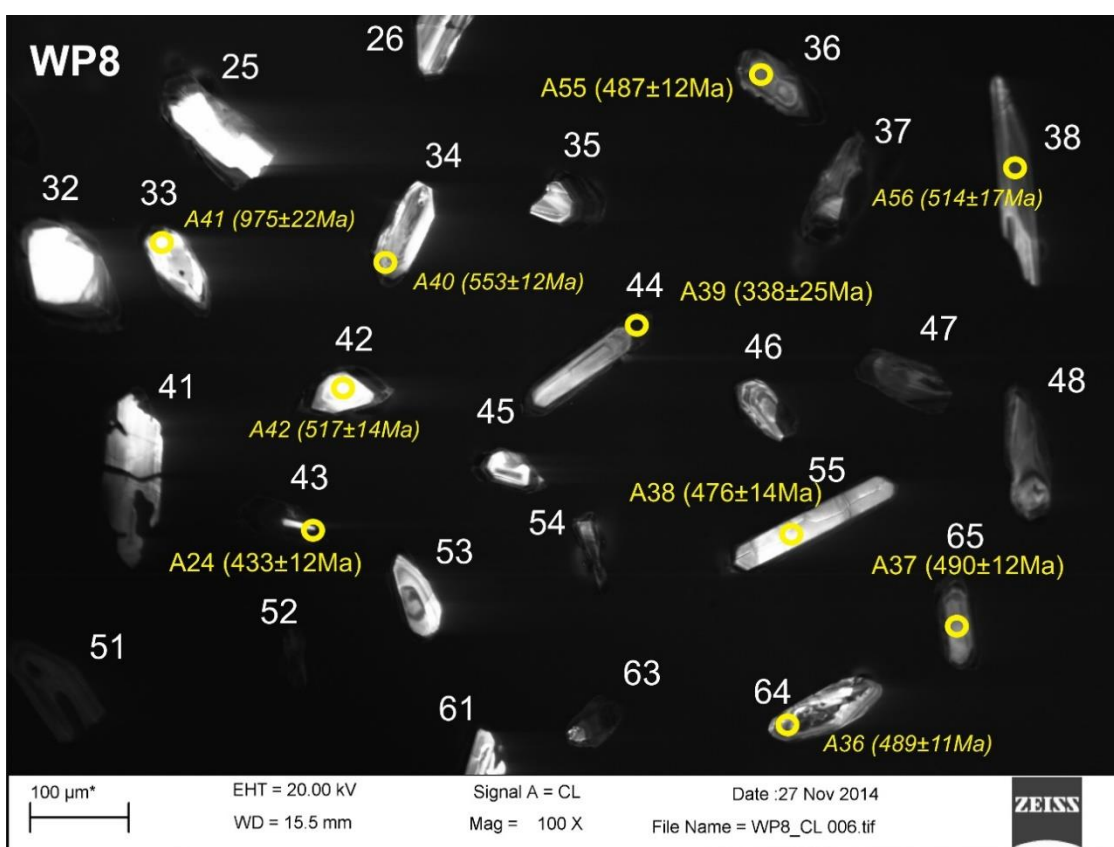
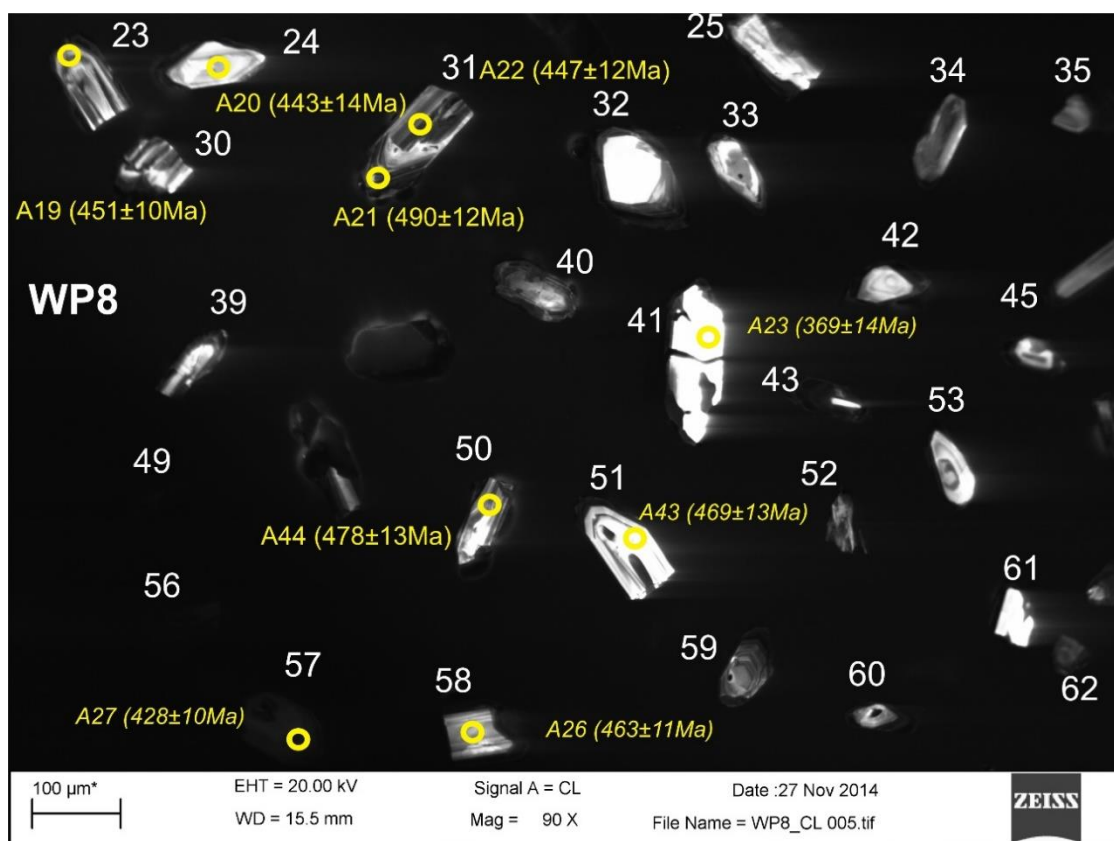
Kathodolumineszenz-Aufnahme von Zirkonen aus der Probe WP7. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 39



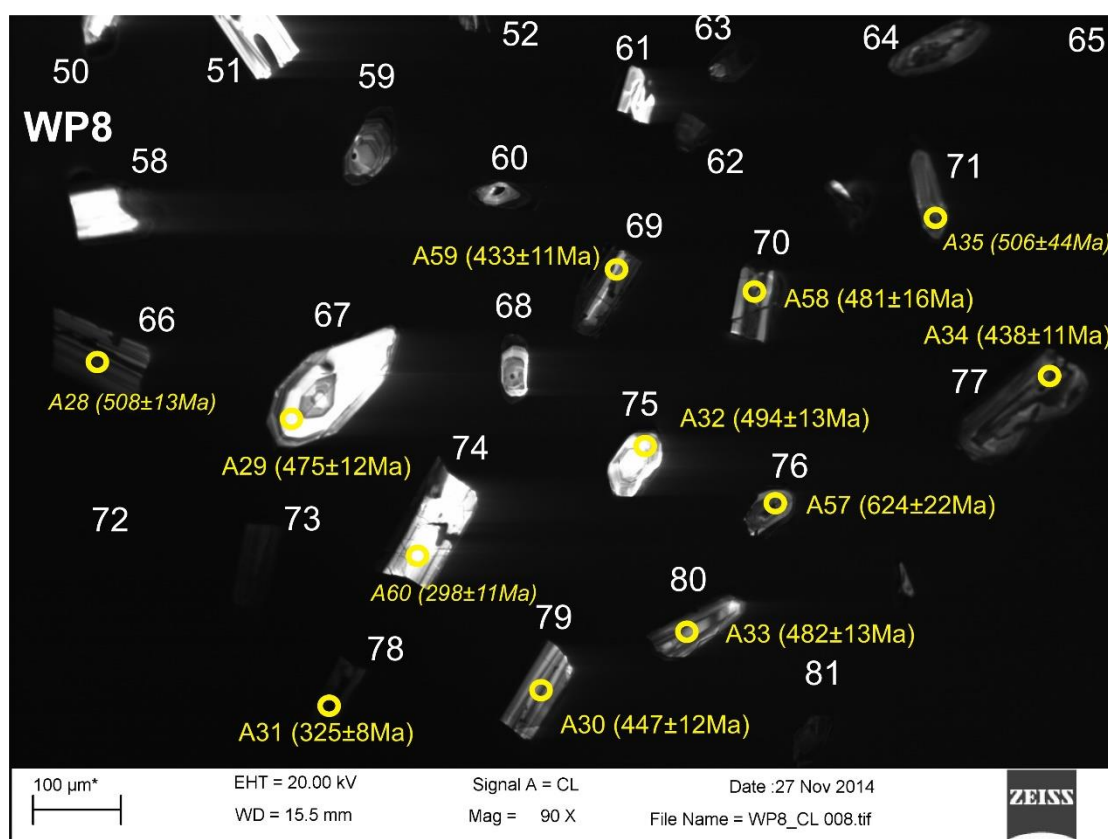
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP8. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 μm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 40



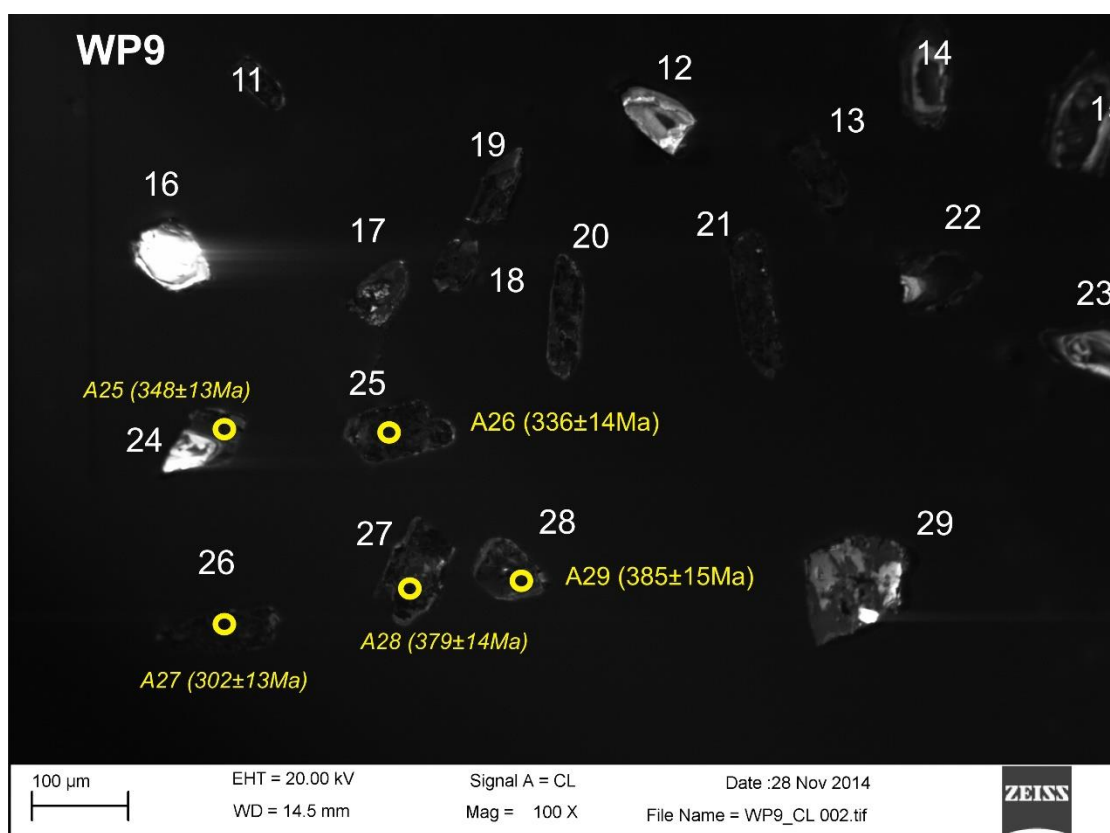
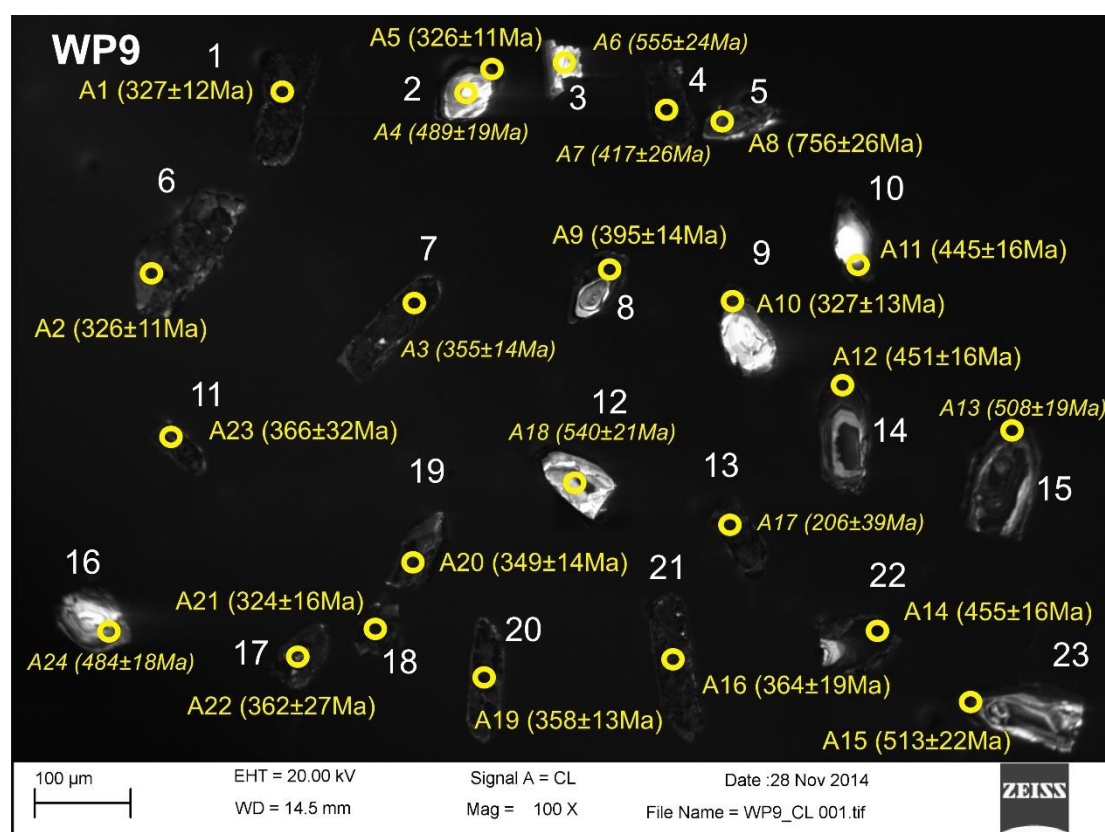
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP8. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 41



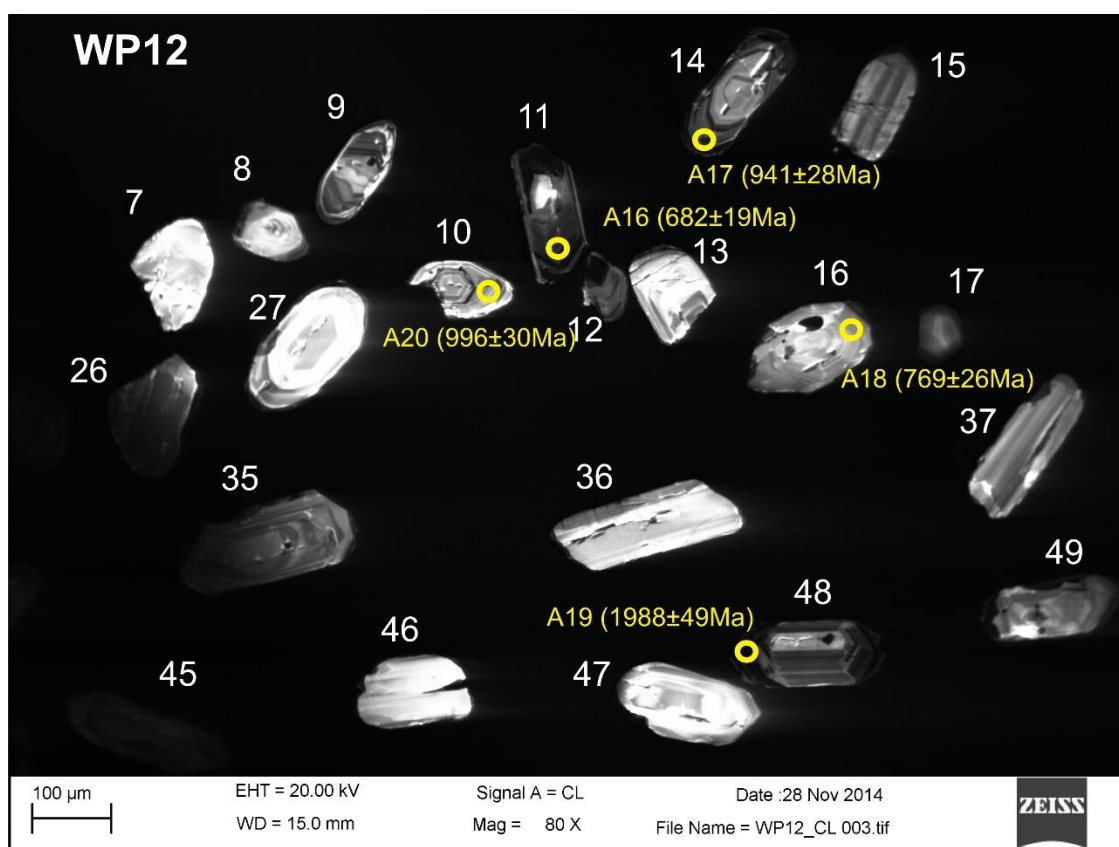
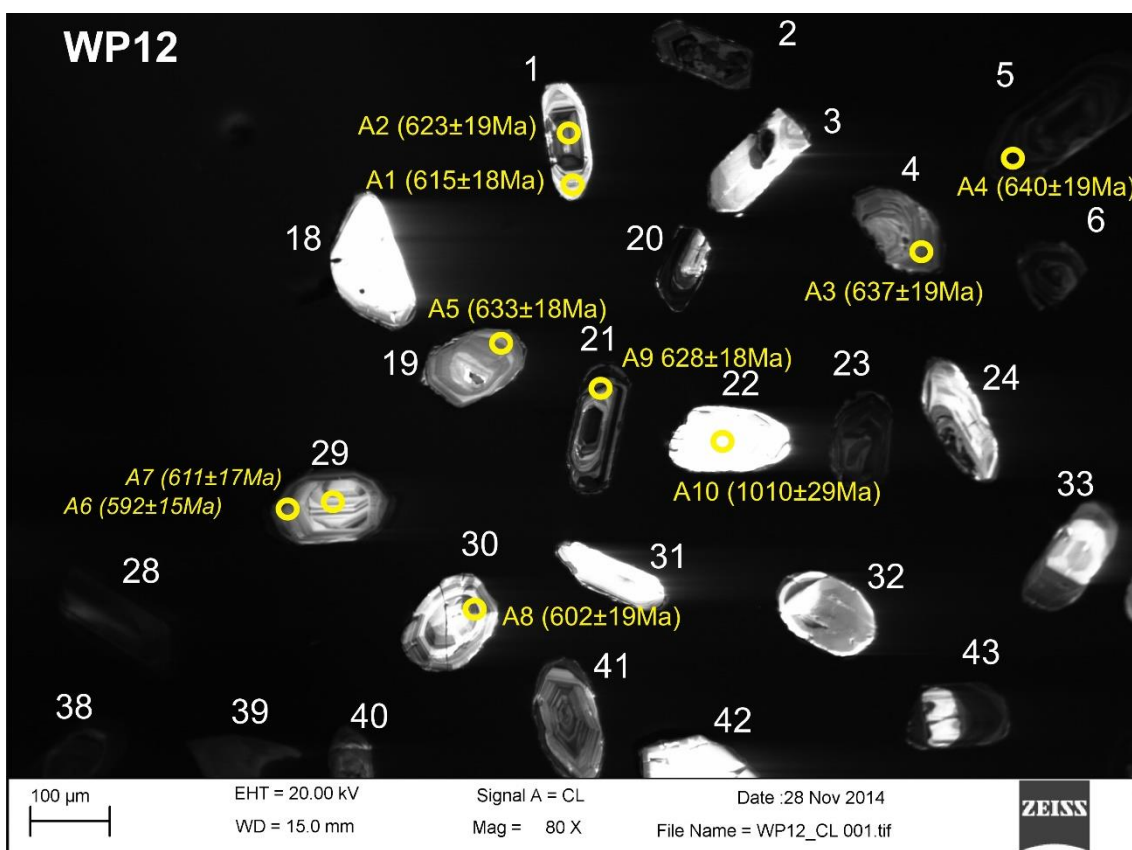
Kathodolumineszenz-Aufnahme von Zirkonen aus der Probe WP8. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 42



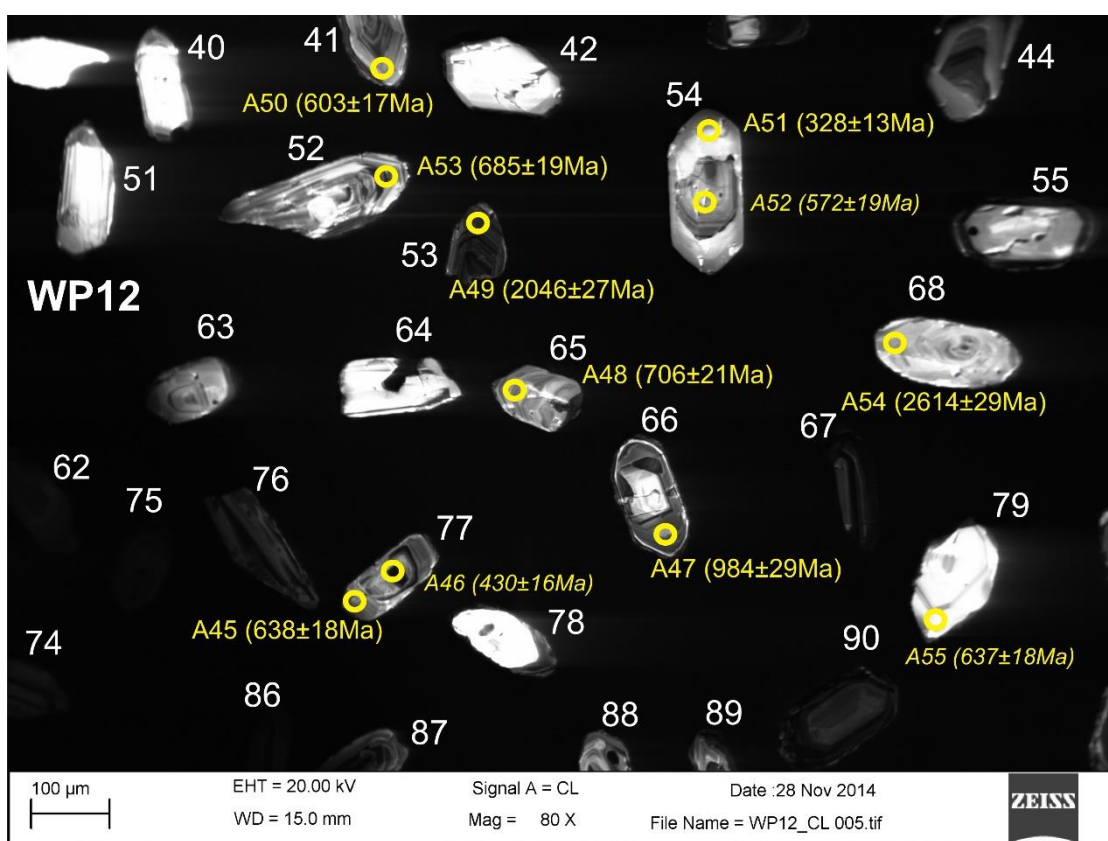
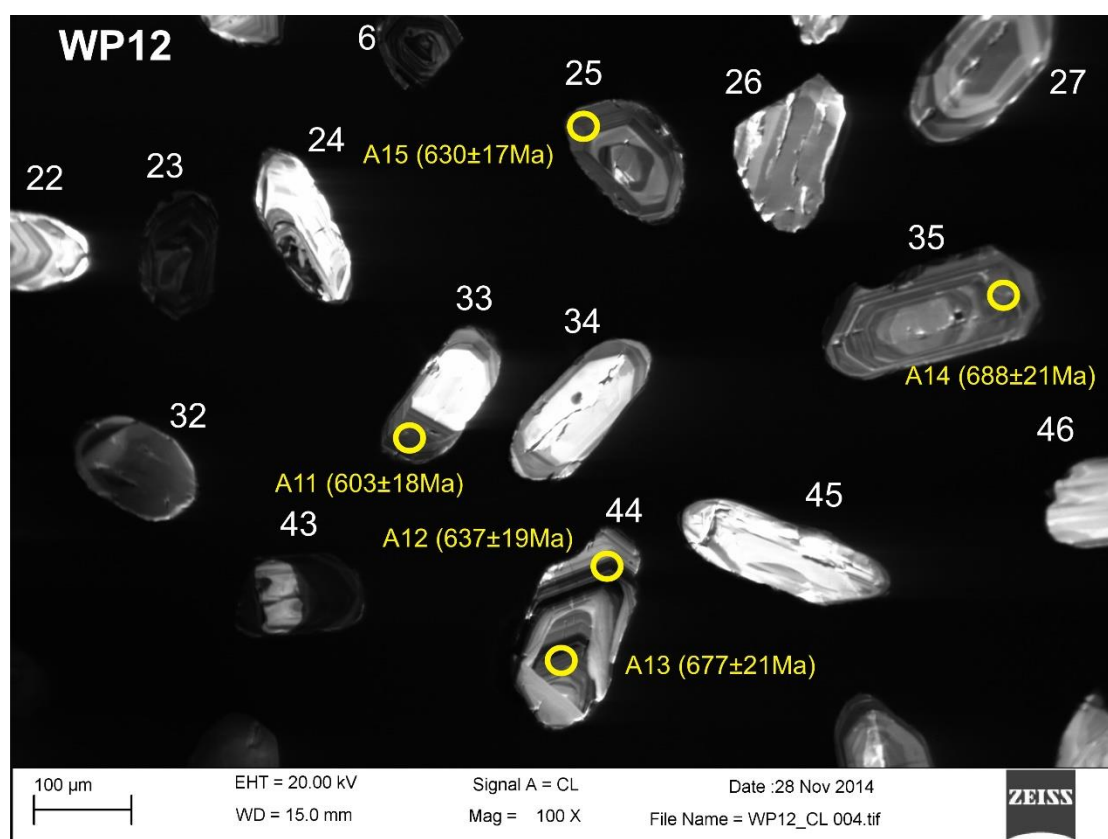
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP9. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 43



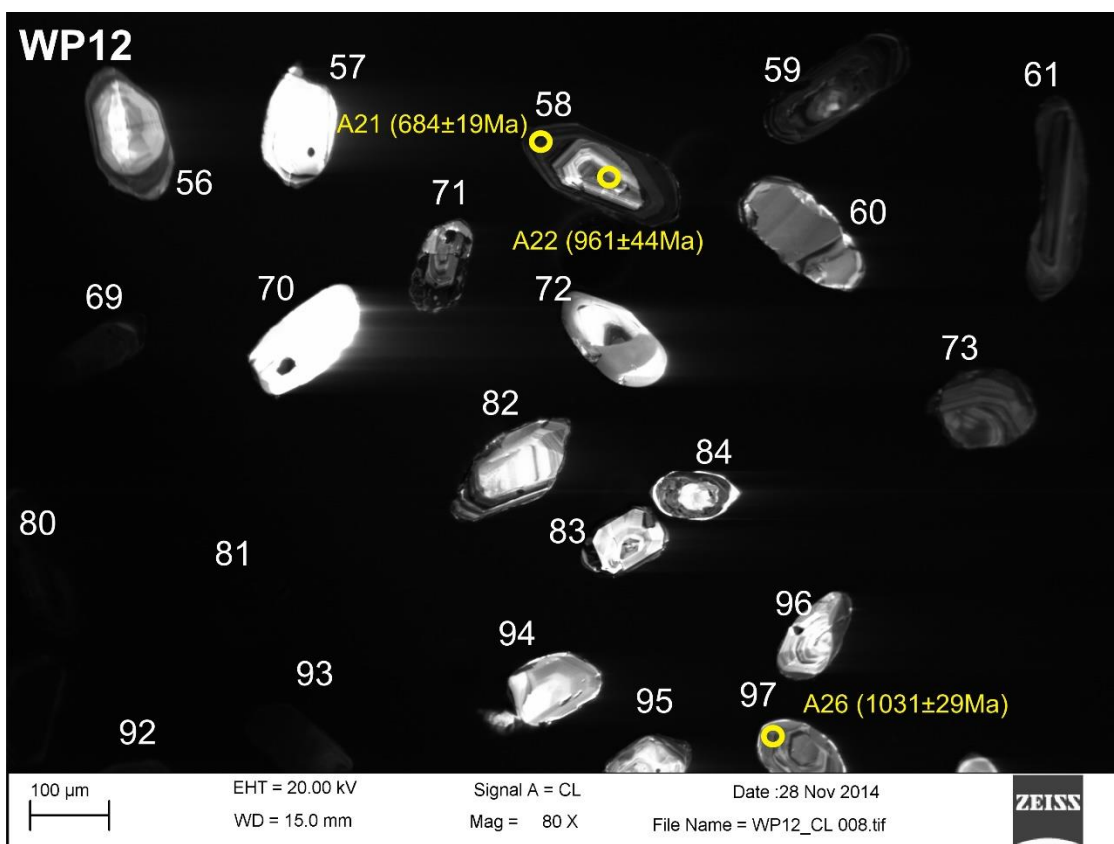
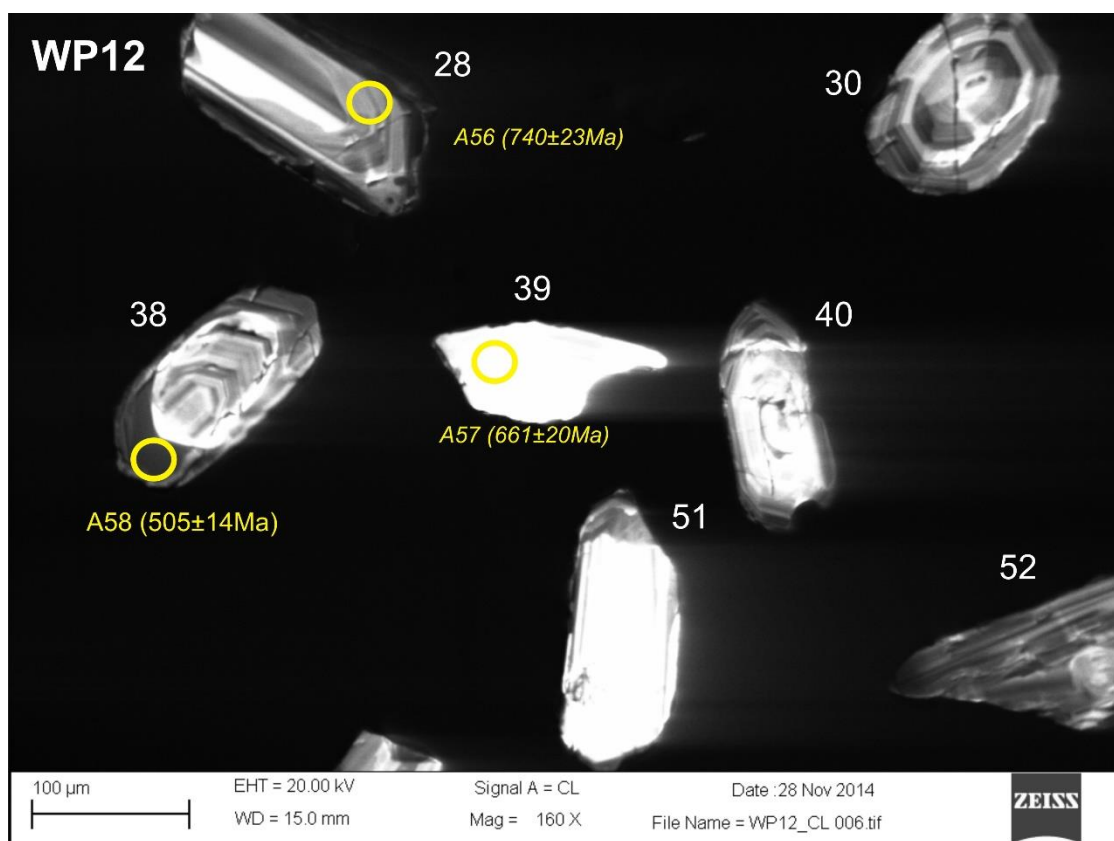
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP12. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 μm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 44



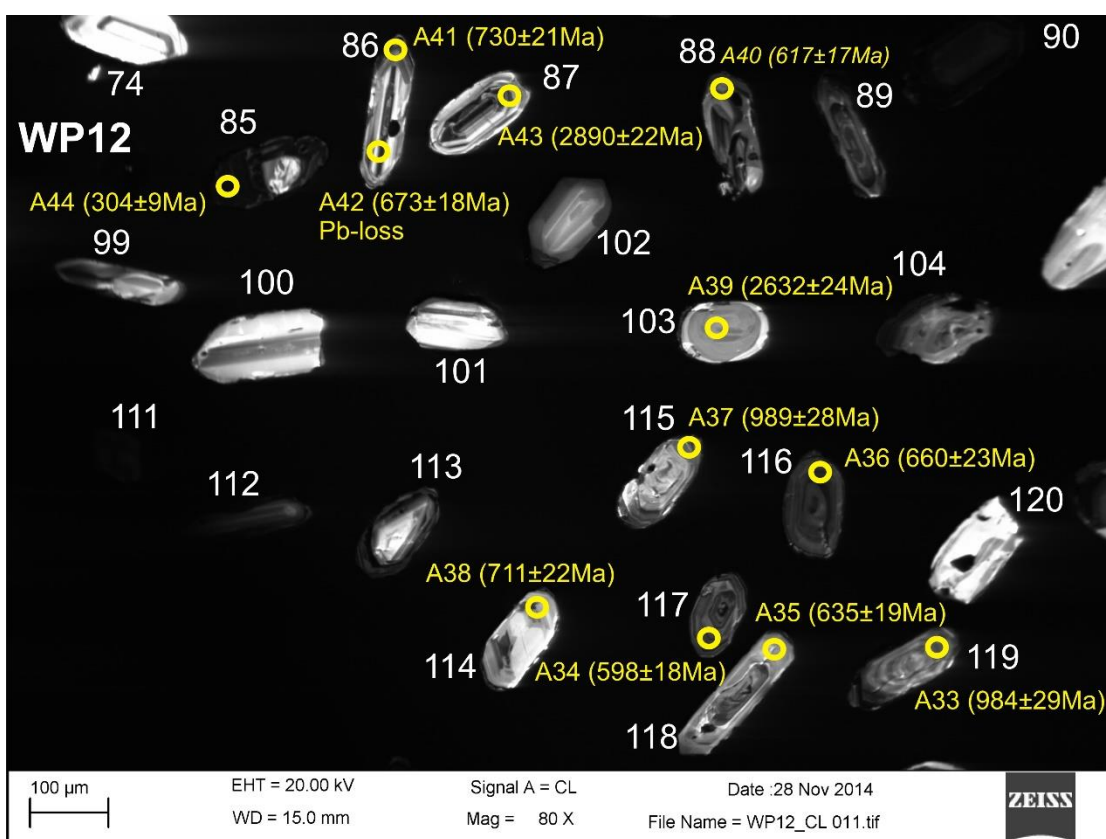
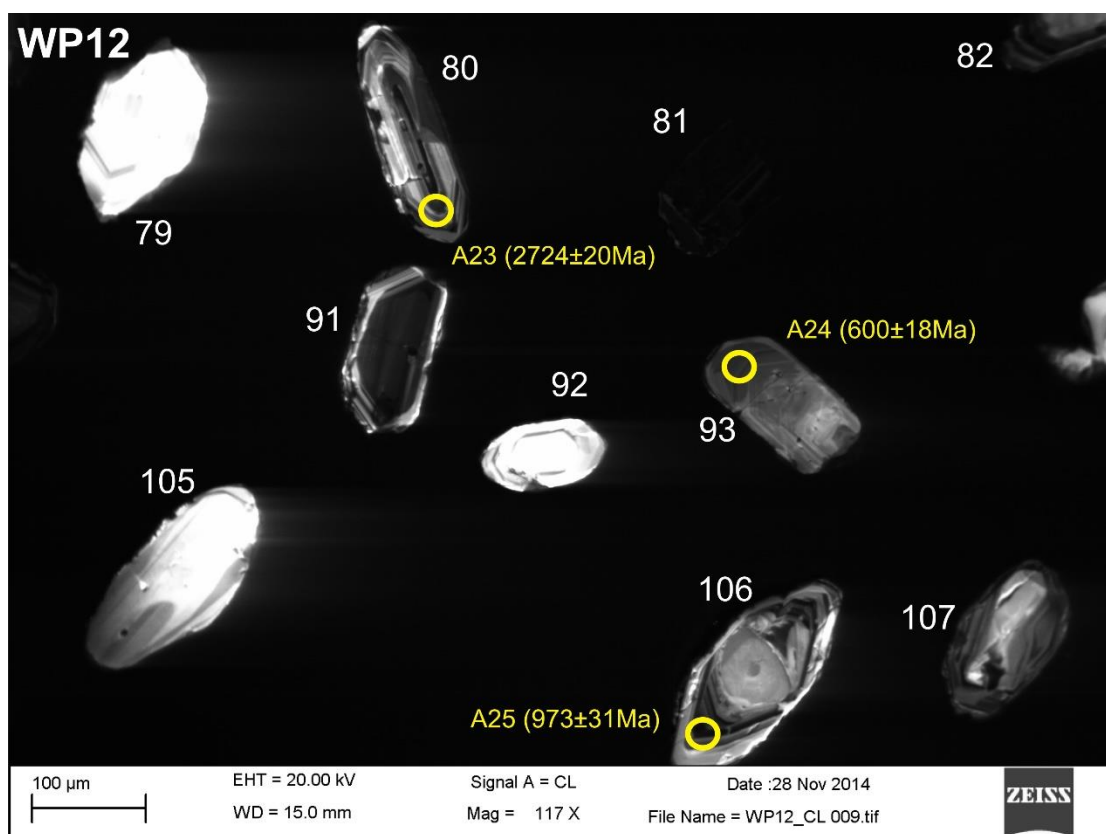
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP12. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 45



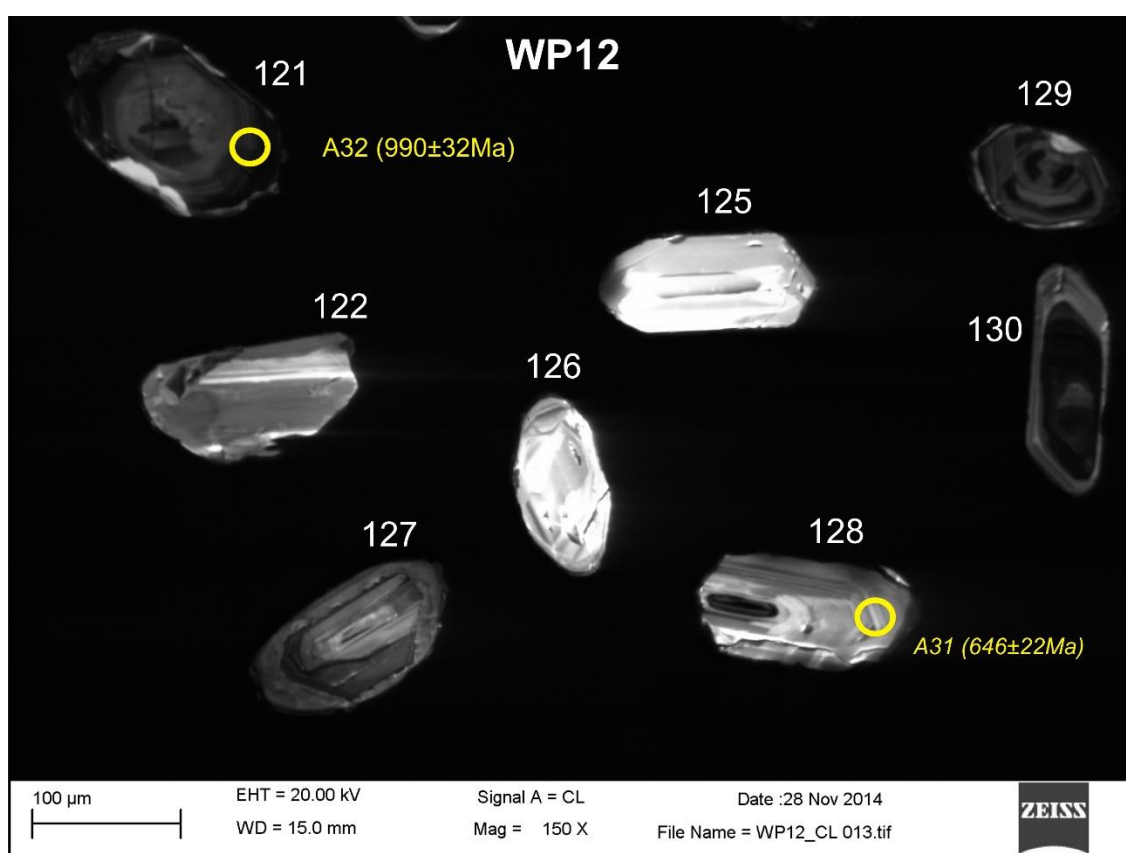
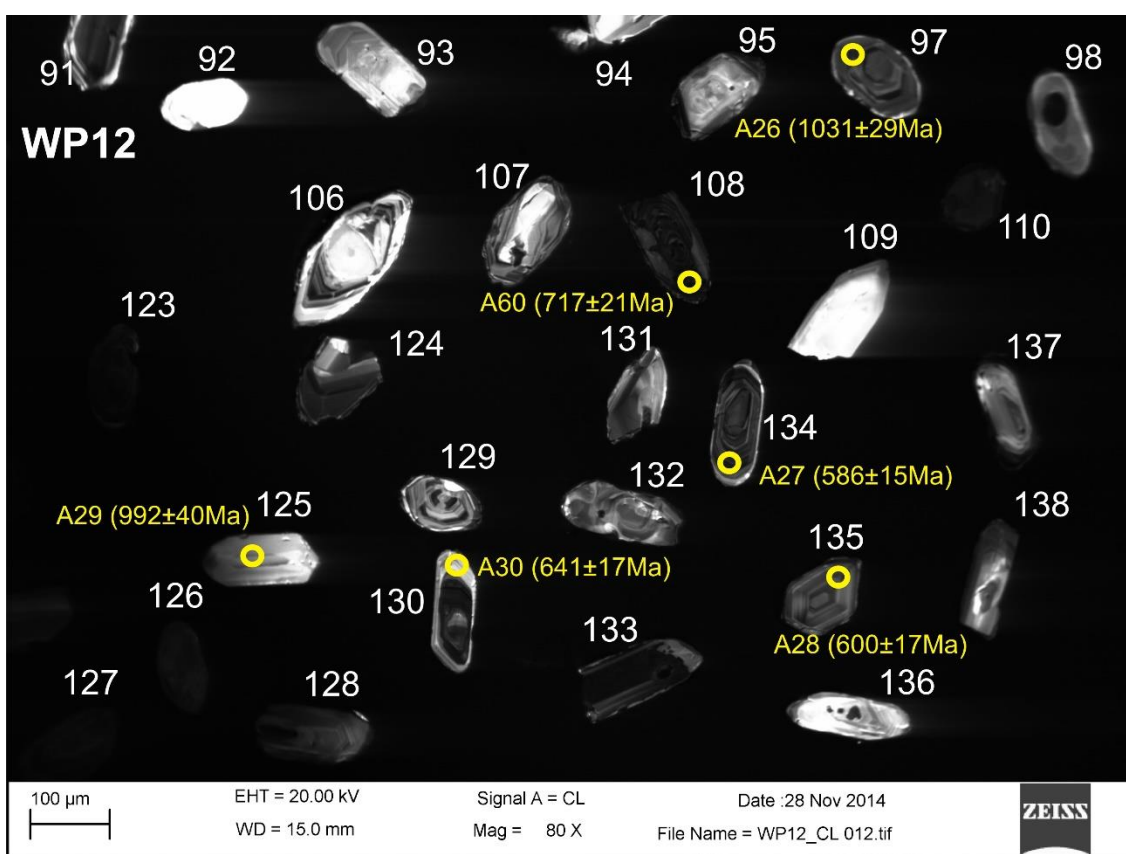
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP12. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 46

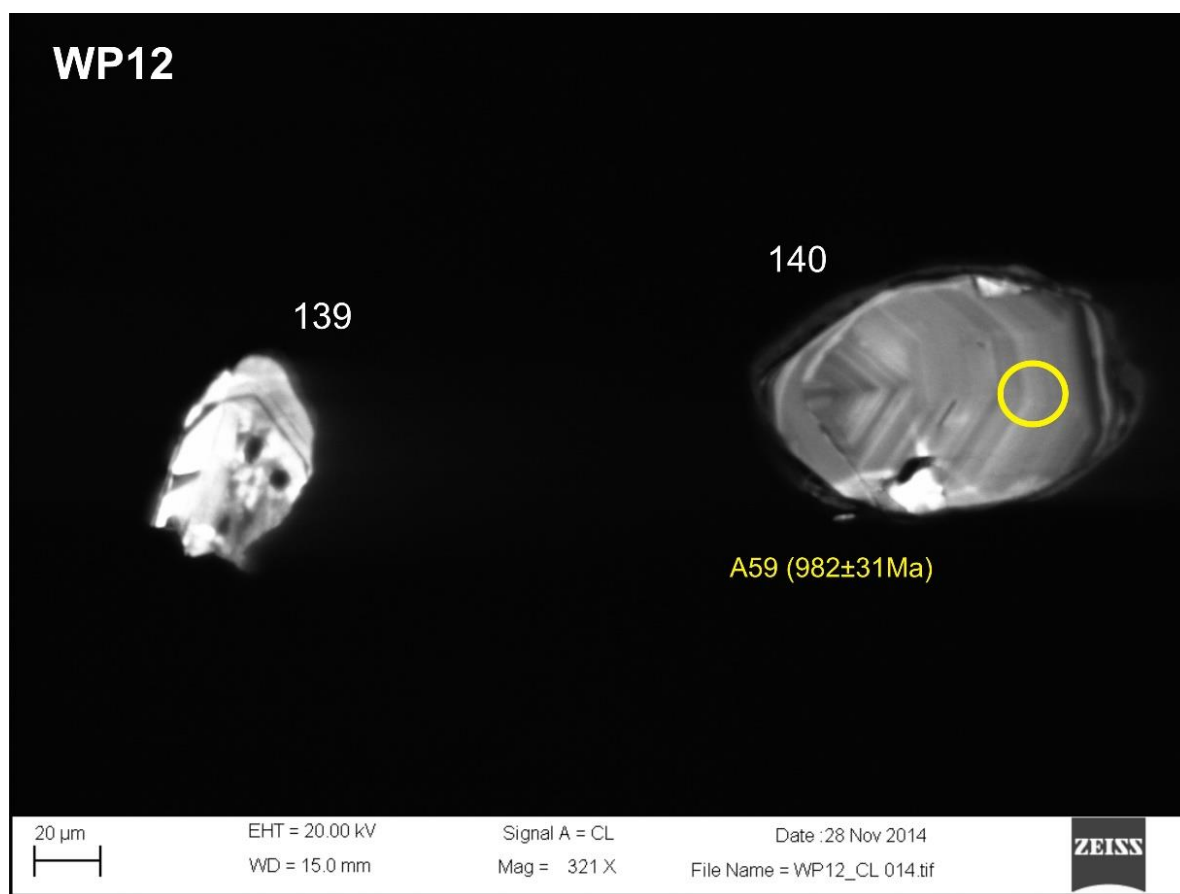


Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP12. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 47

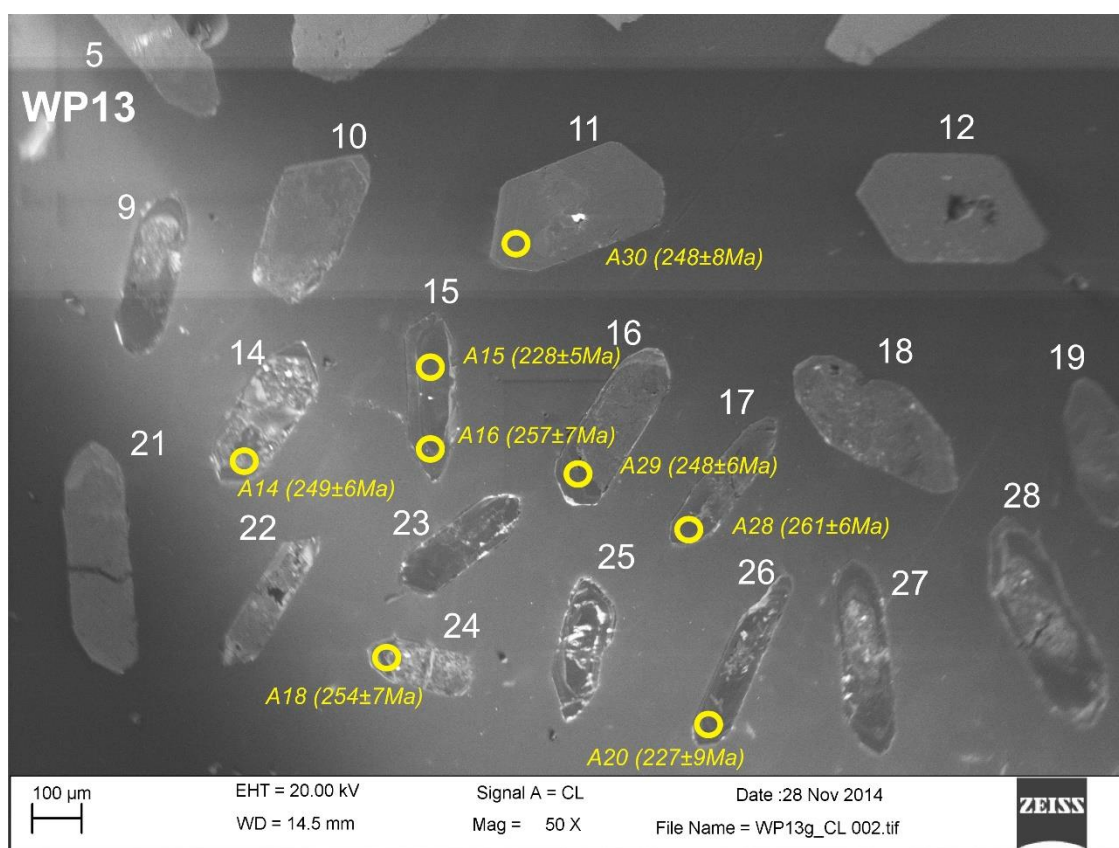
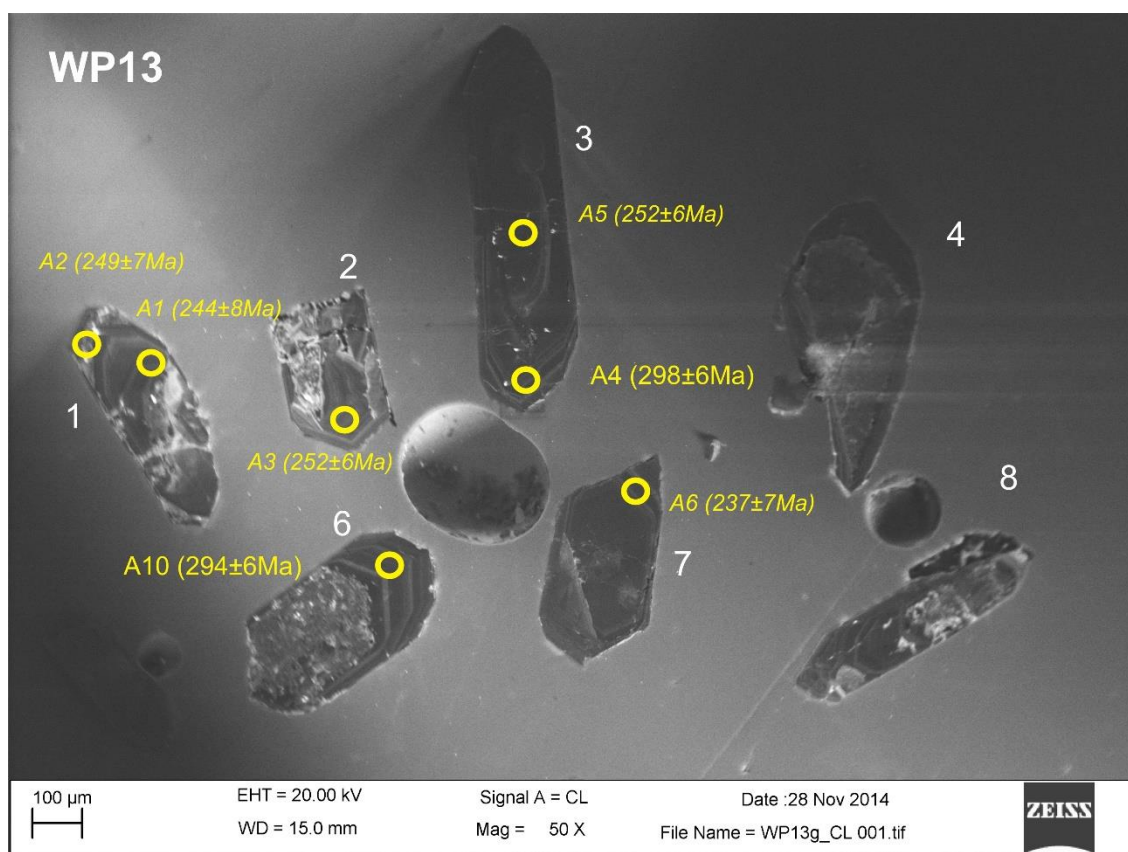


Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP12. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.



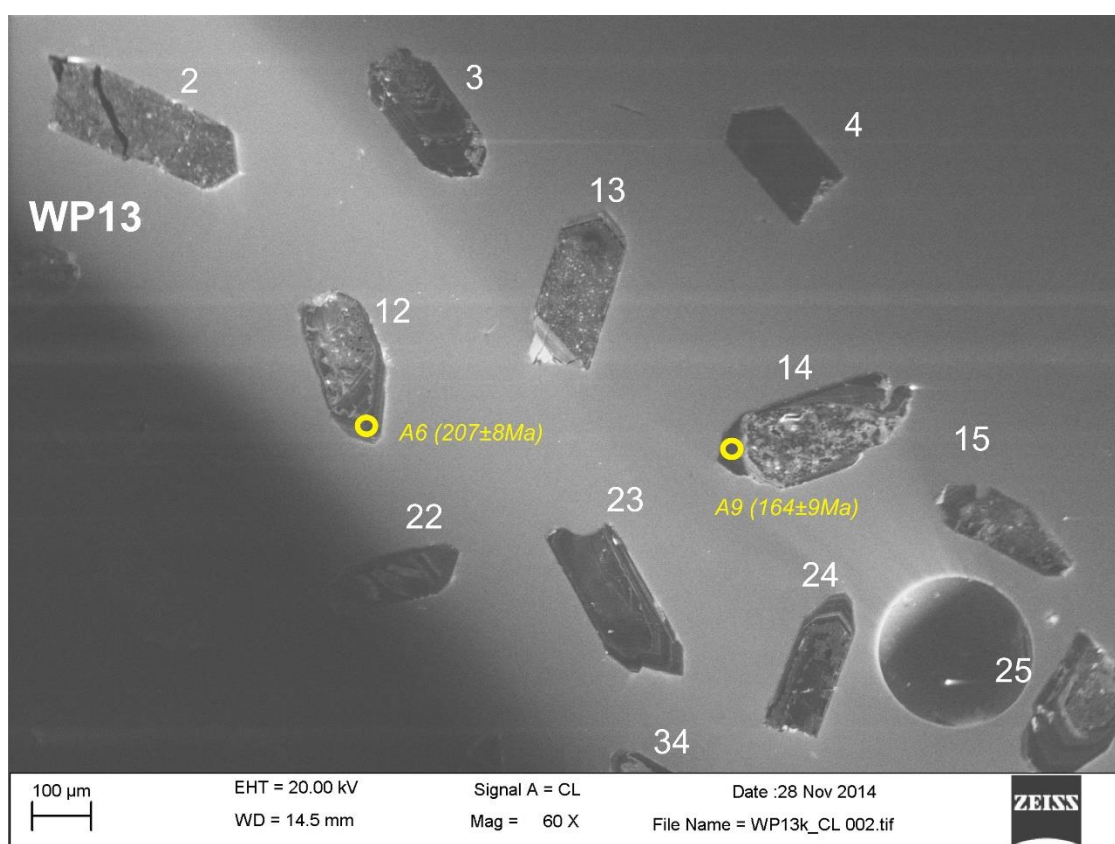
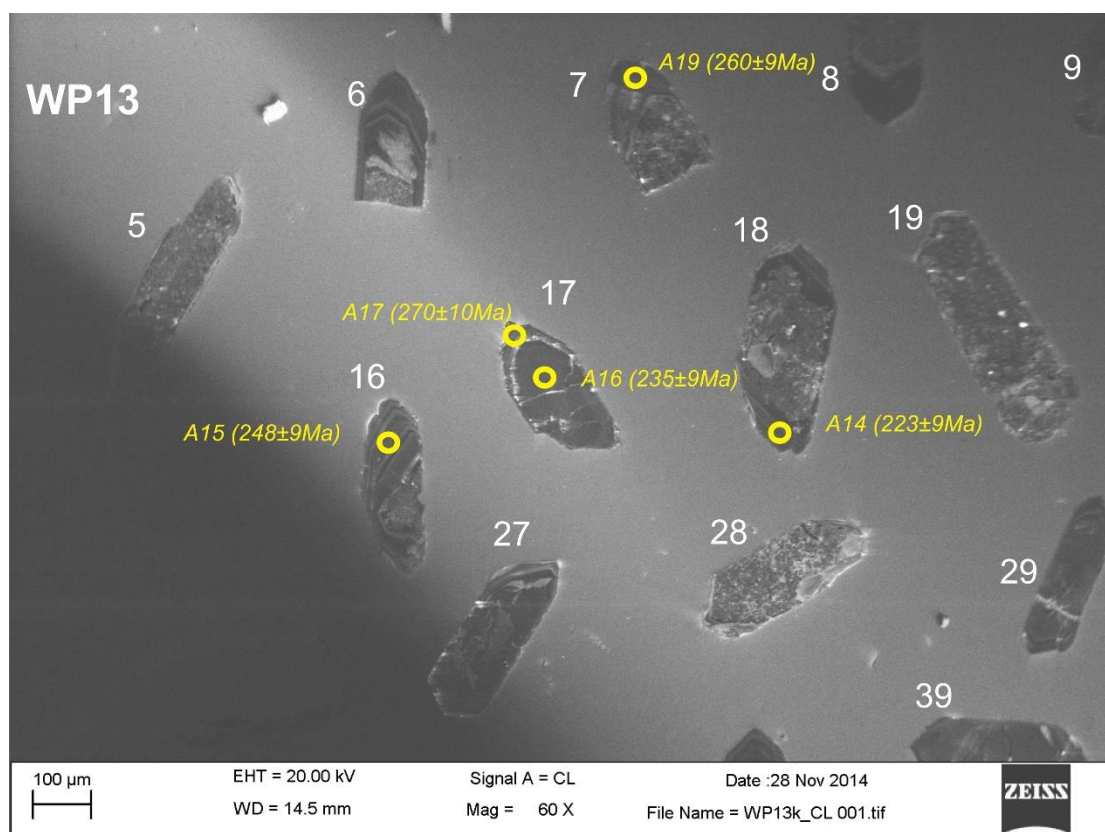
Kathodolumineszenz-Aufnahme von Zirkonen aus der Probe WP12. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 49



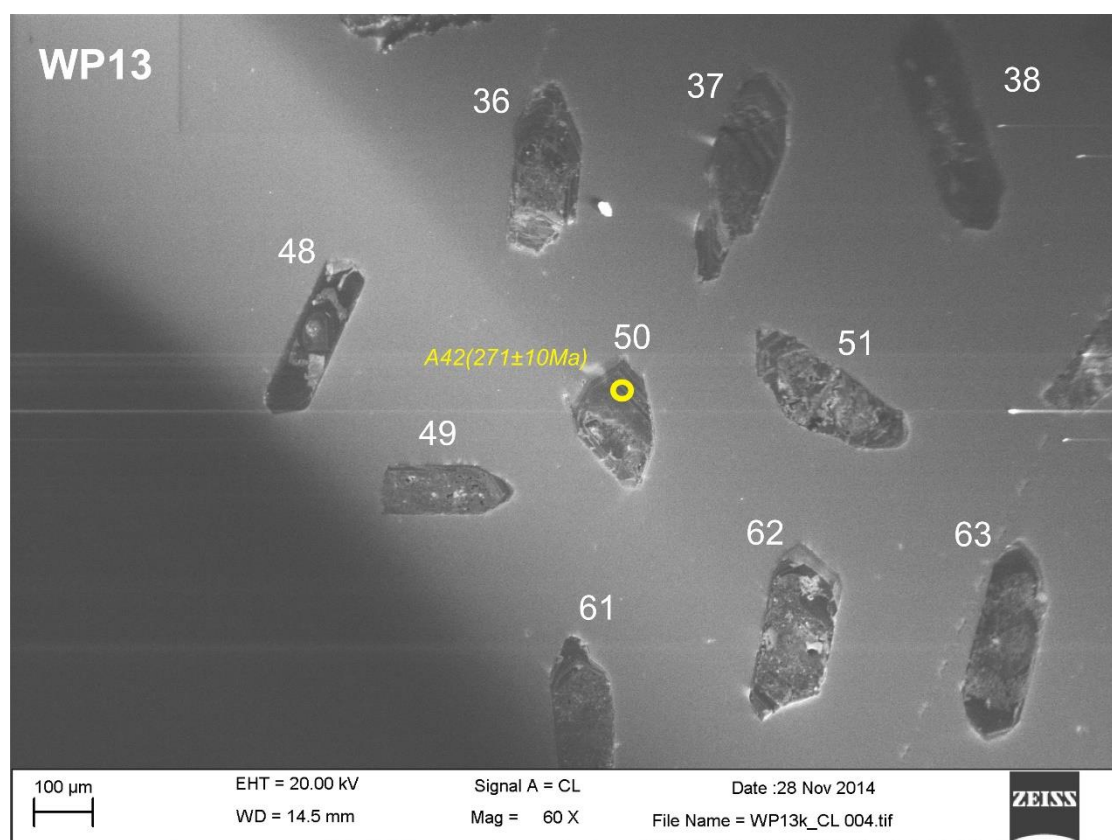
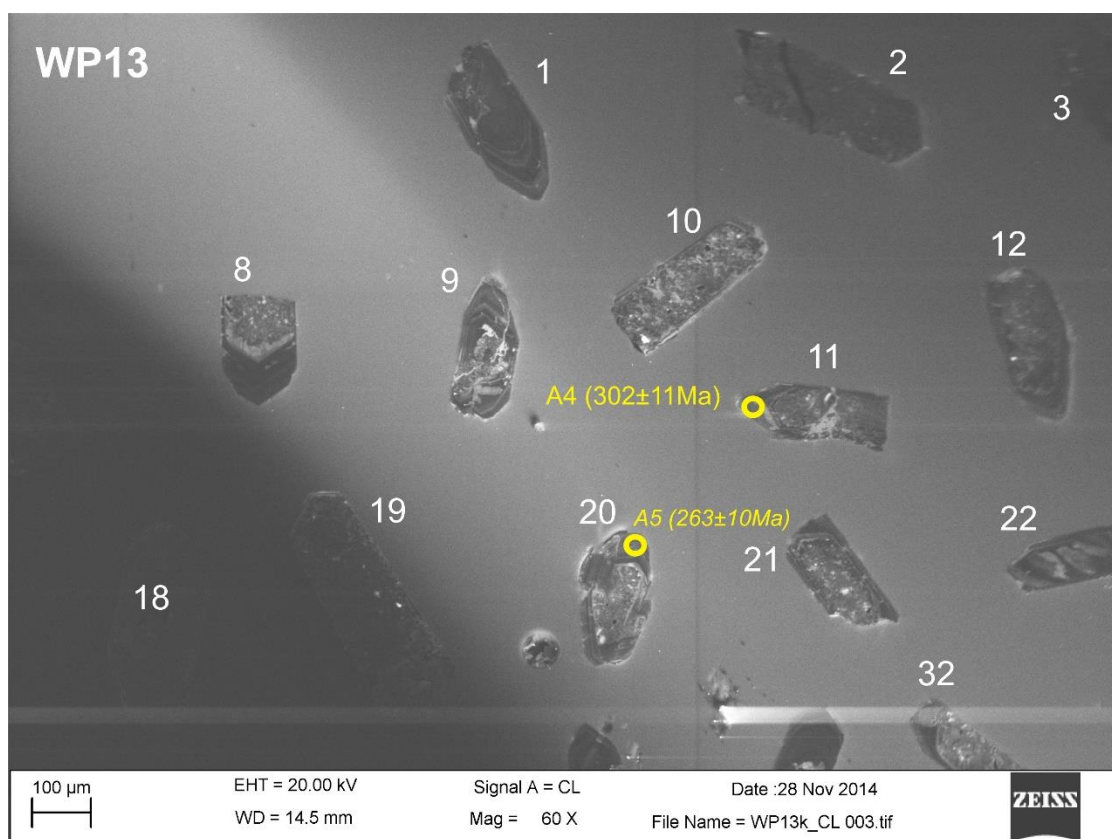
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP13. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 35 μ m. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 50



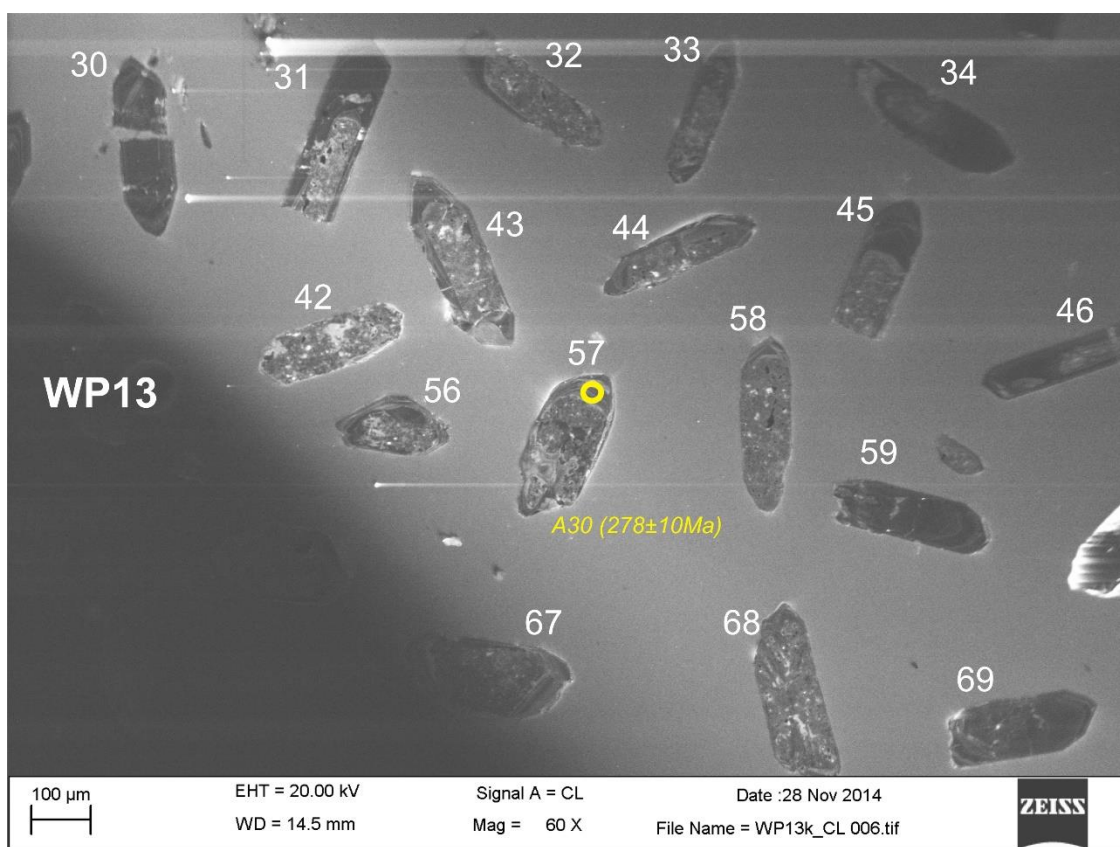
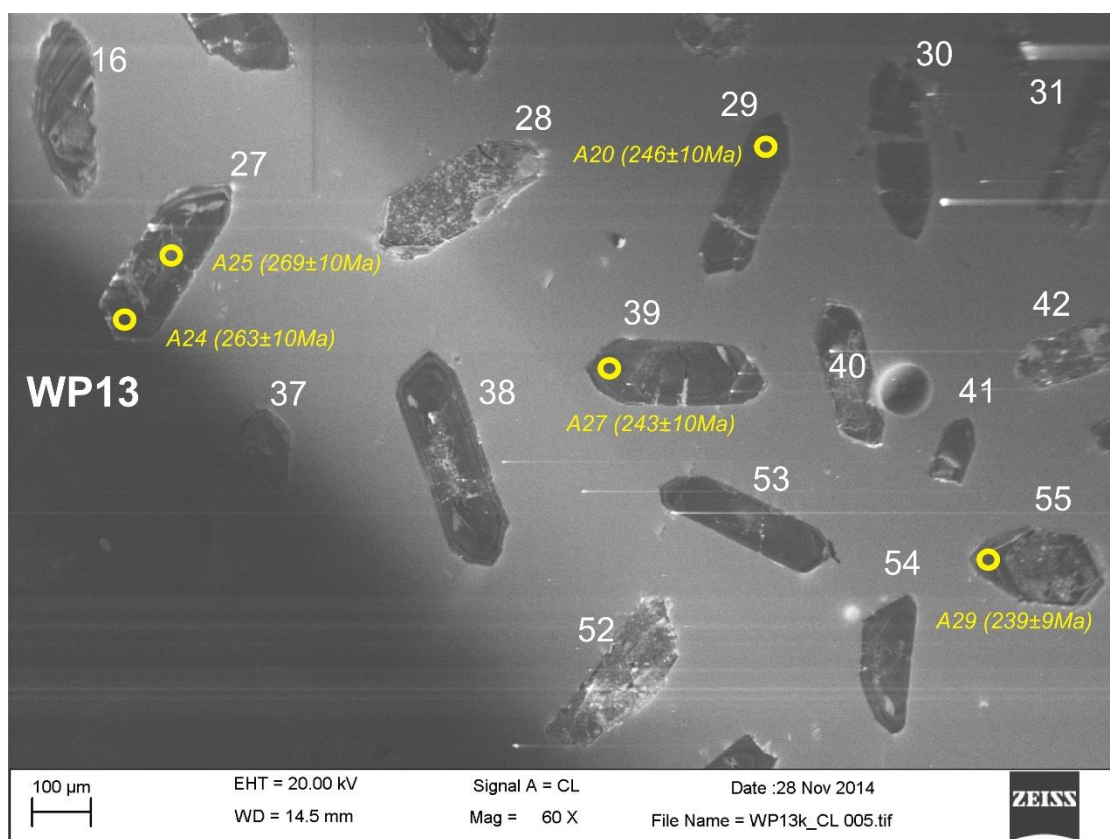
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP13. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 51



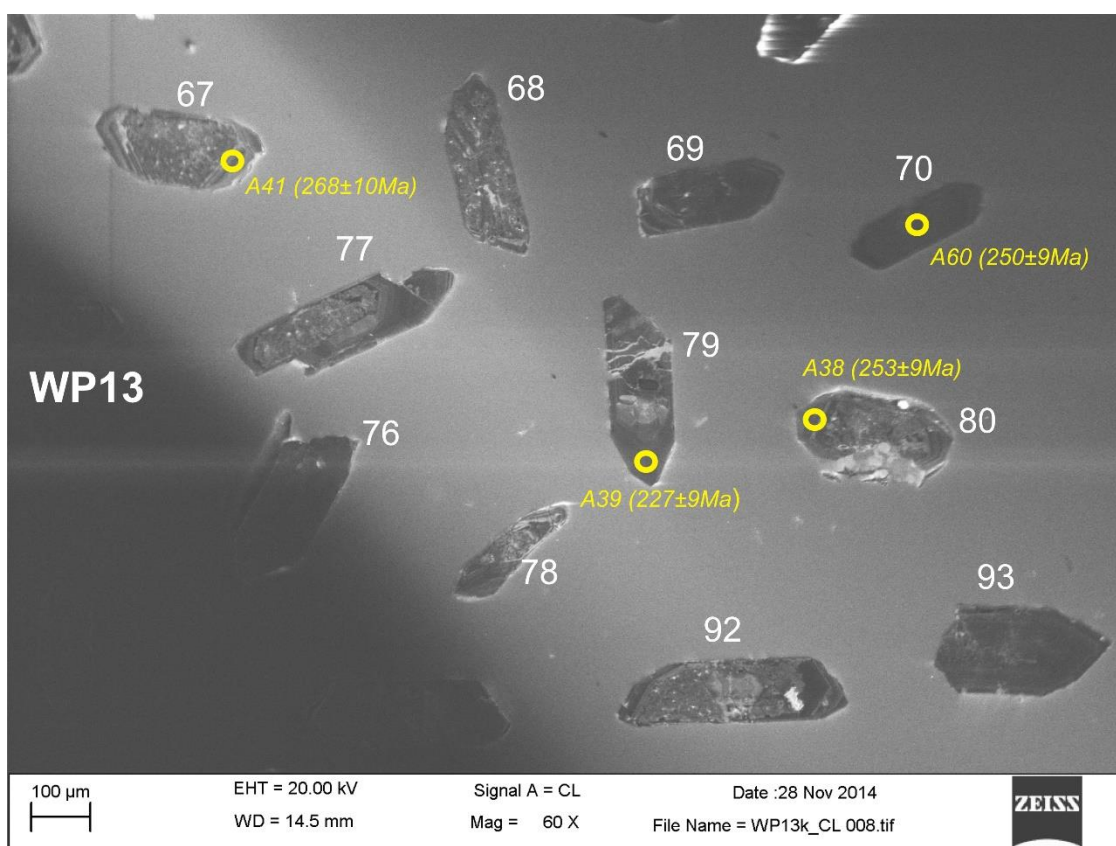
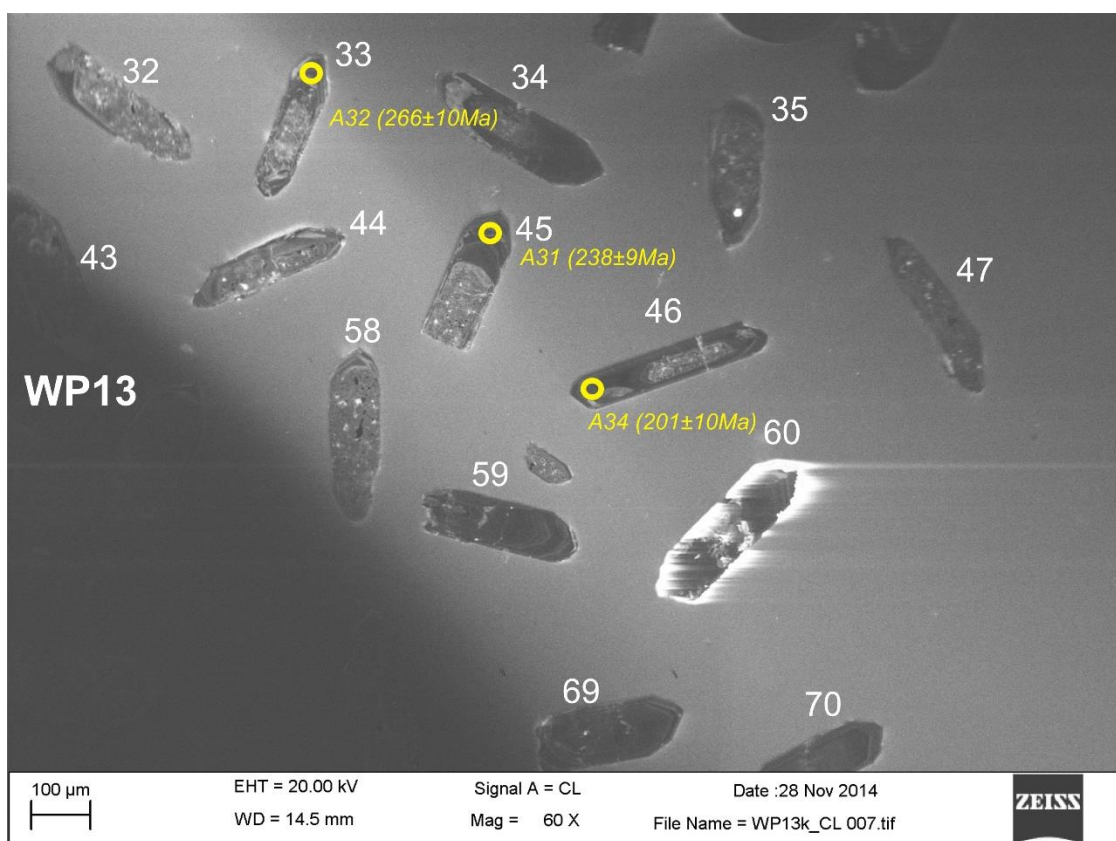
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP13. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 52



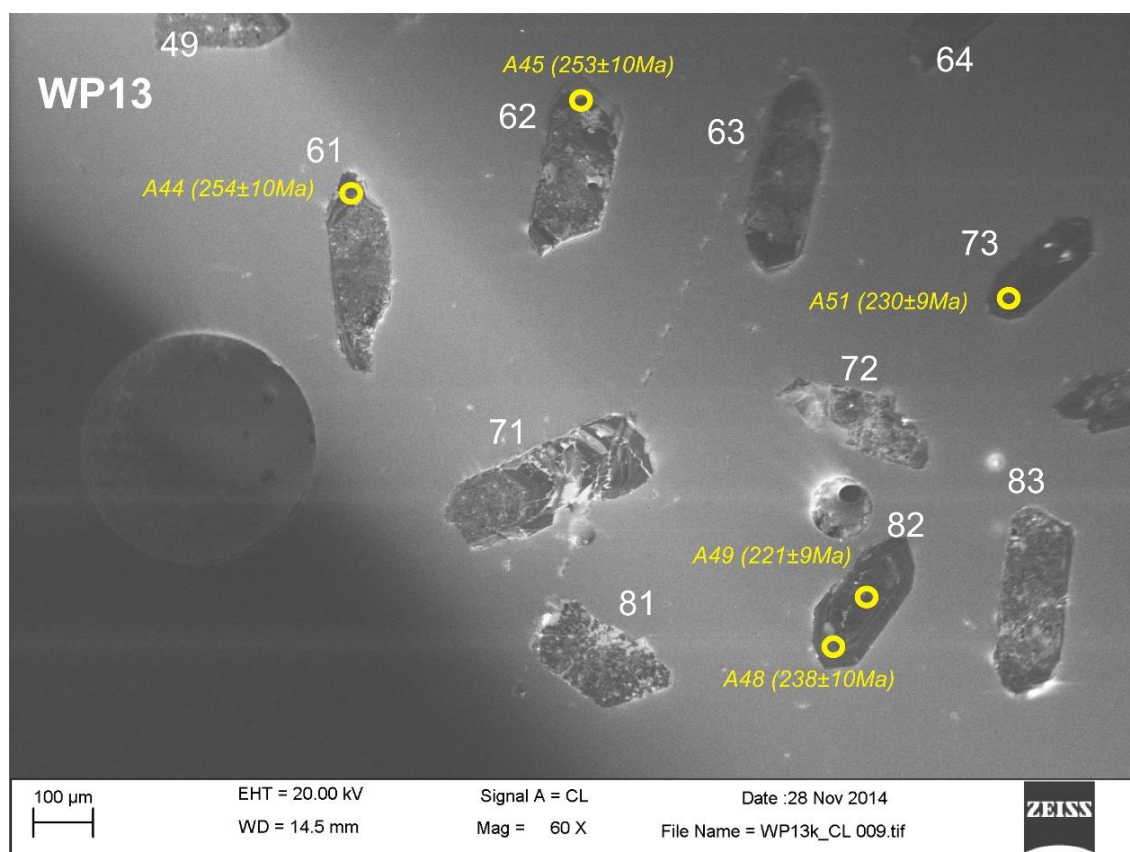
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP13. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 53



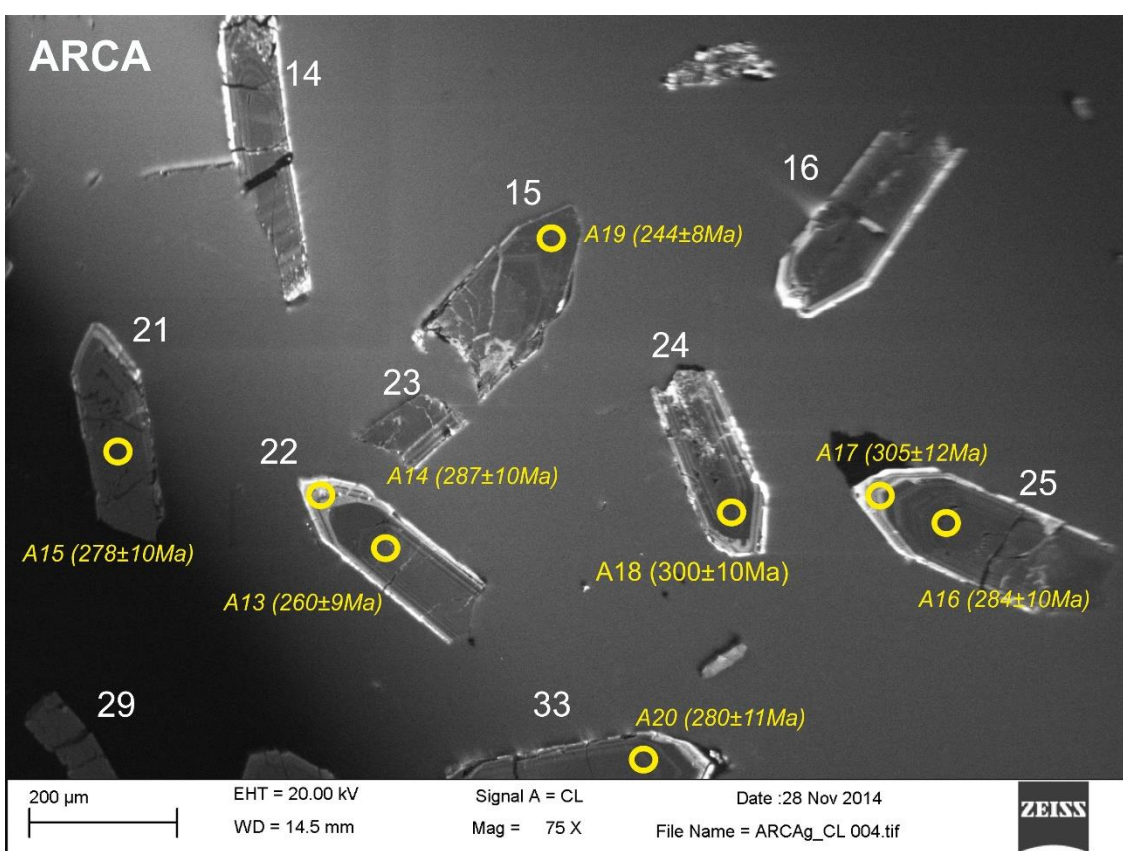
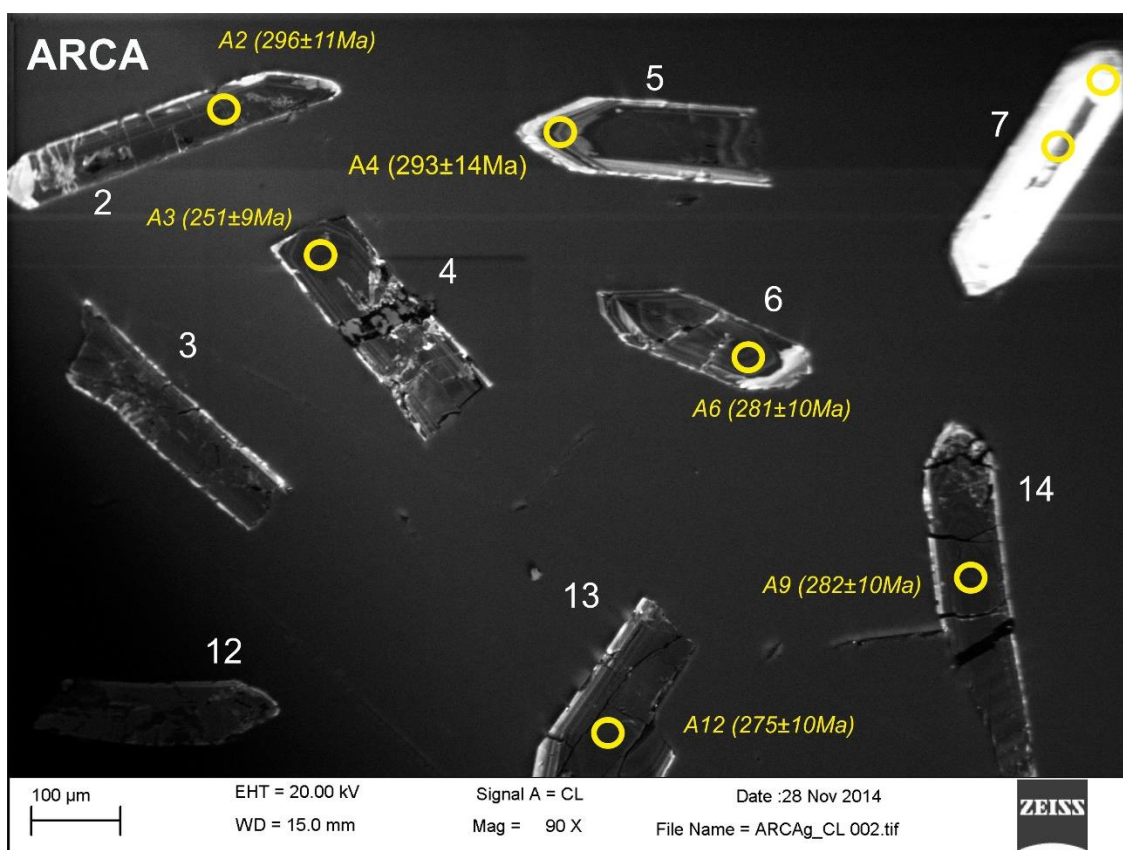
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe WP13. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 54



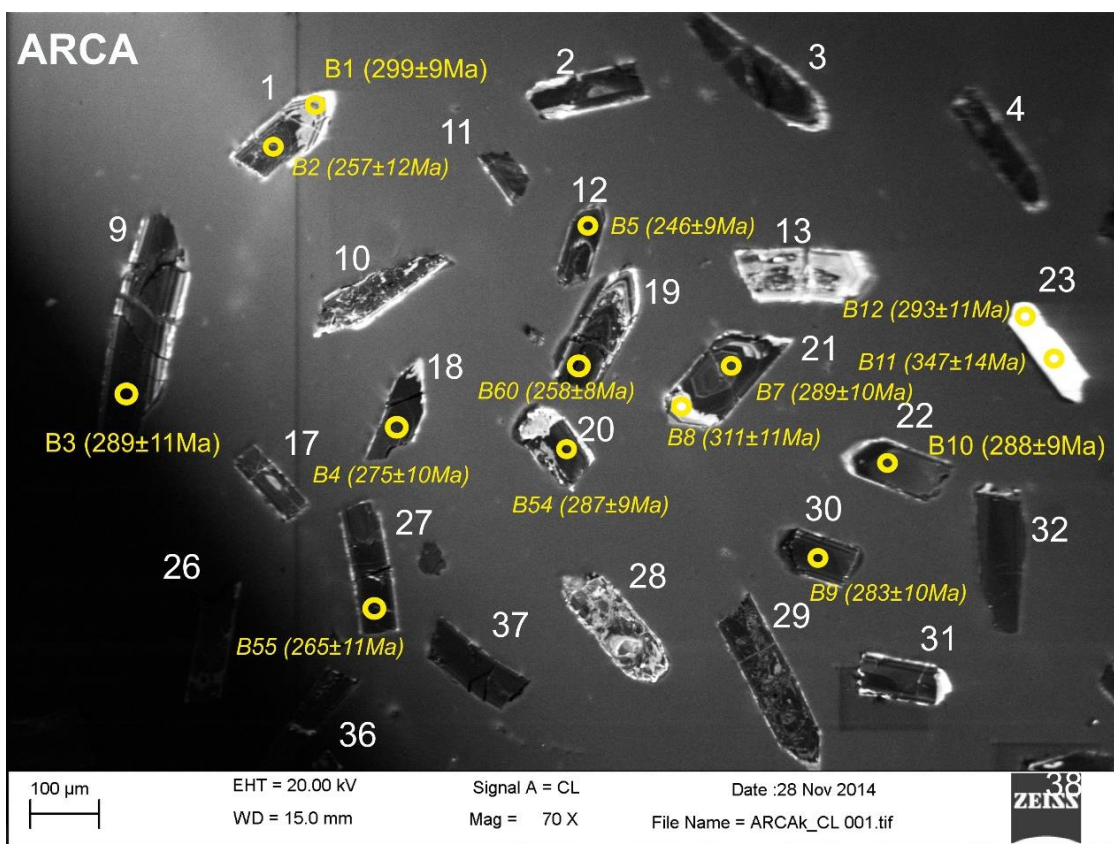
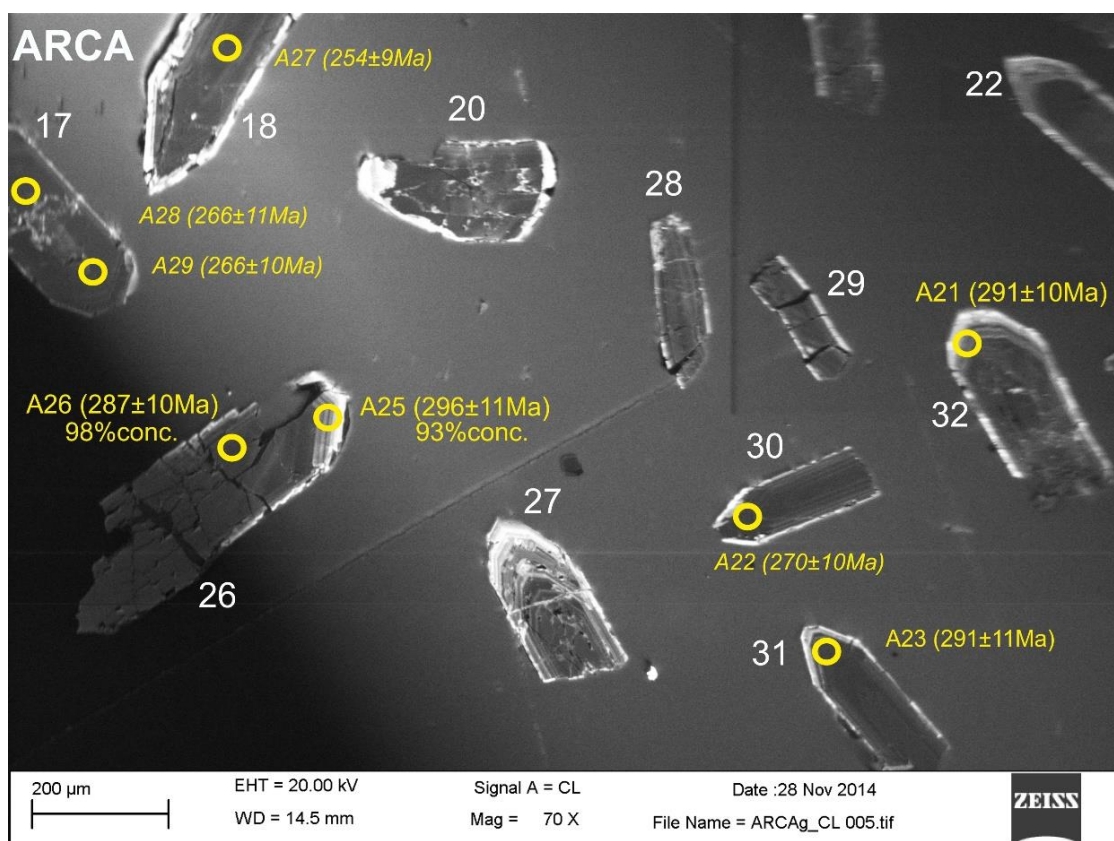
Kathodolumineszenz-Aufnahme von Zirkonen aus der Probe WP13. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 55



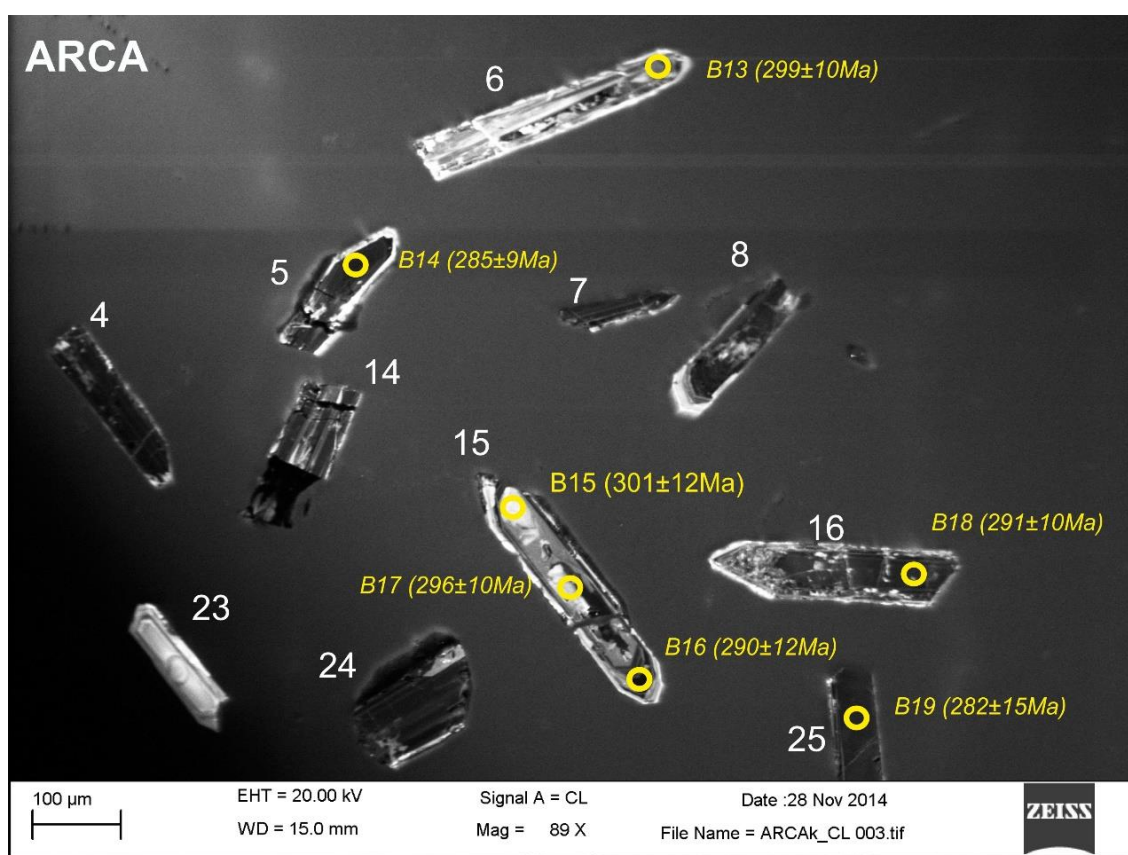
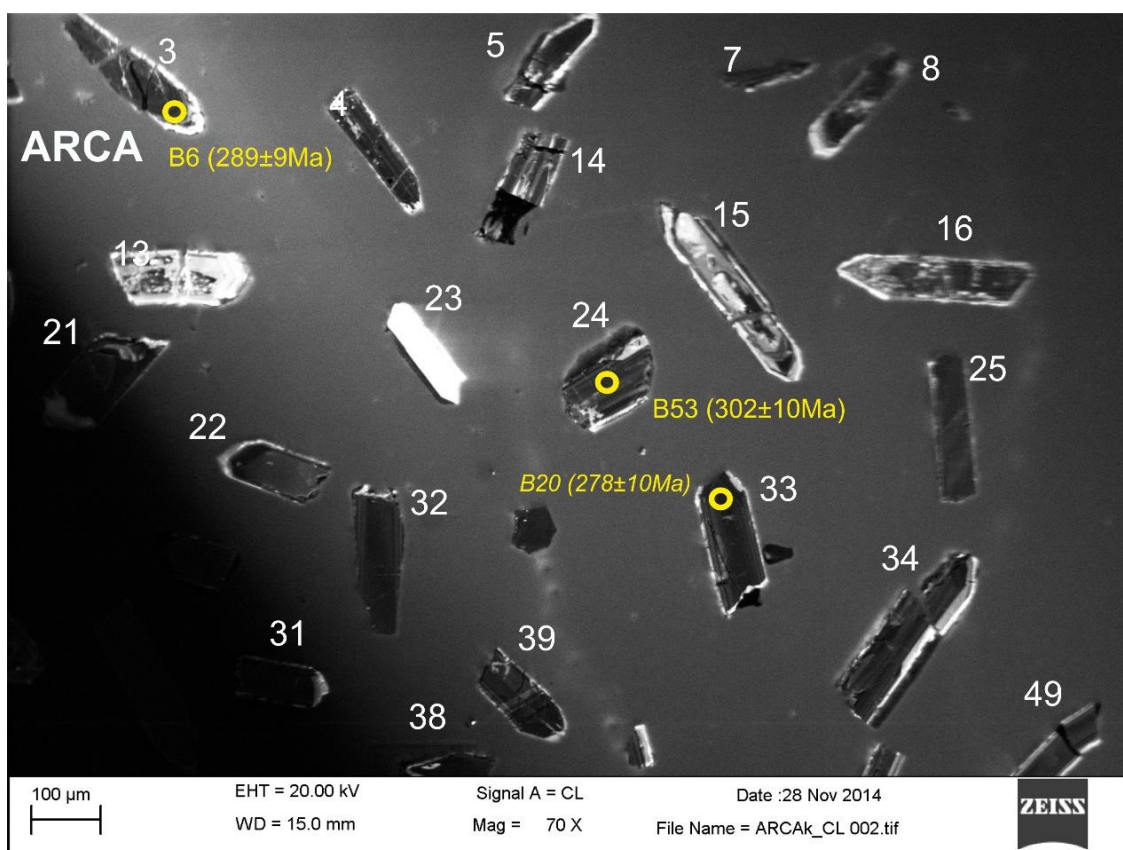
Kathodolumineszenz-Aufnahme von Zirkonen aus der Probe ARCA. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte 35 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 56



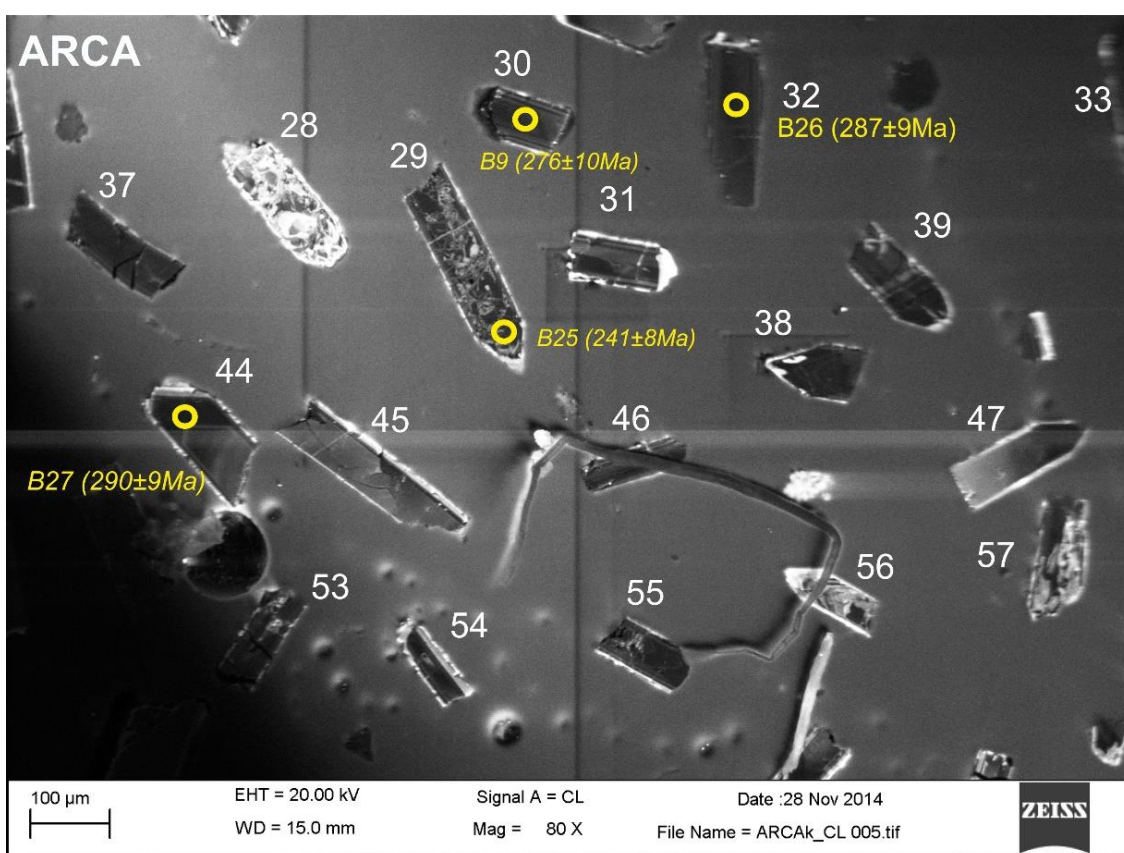
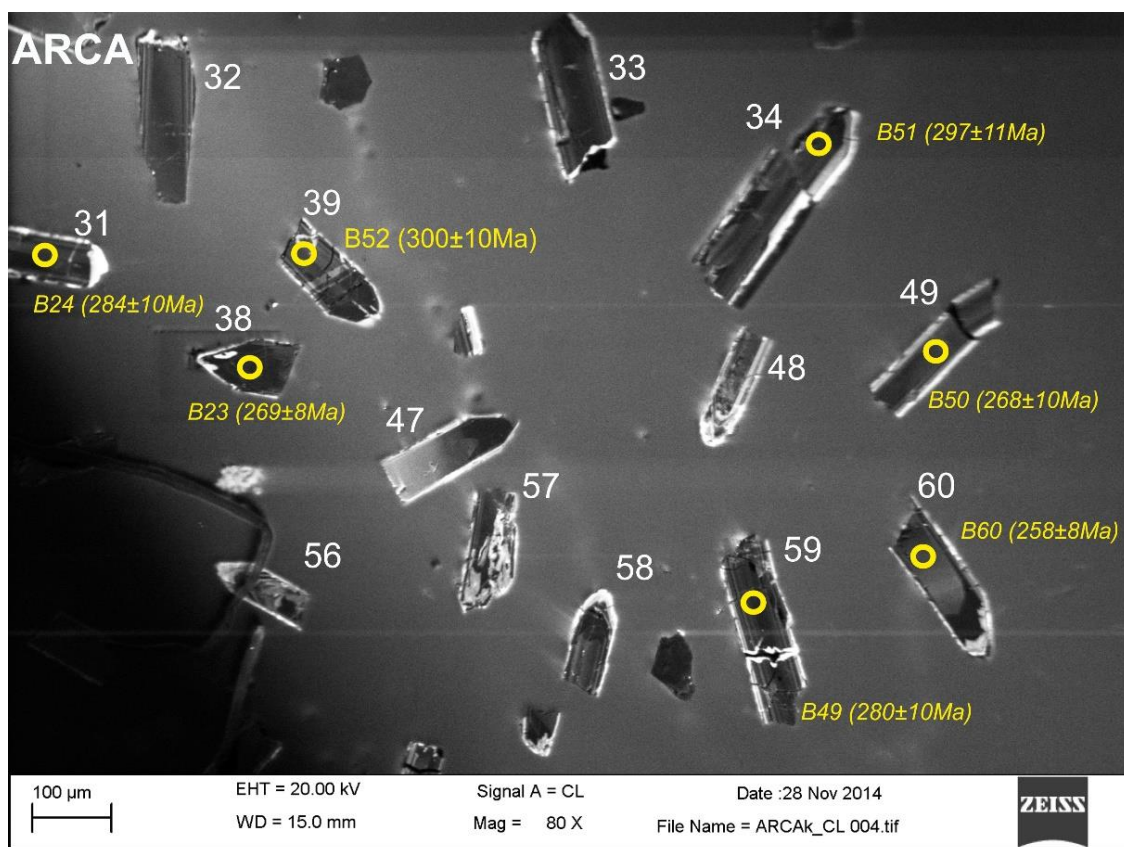
Kathodolumineszenz-Aufnahme von Zirkonen aus der Probe ARCA. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt zwischen 25 µm (kleine Kreise) und 35 µm (große Kreise). Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 57



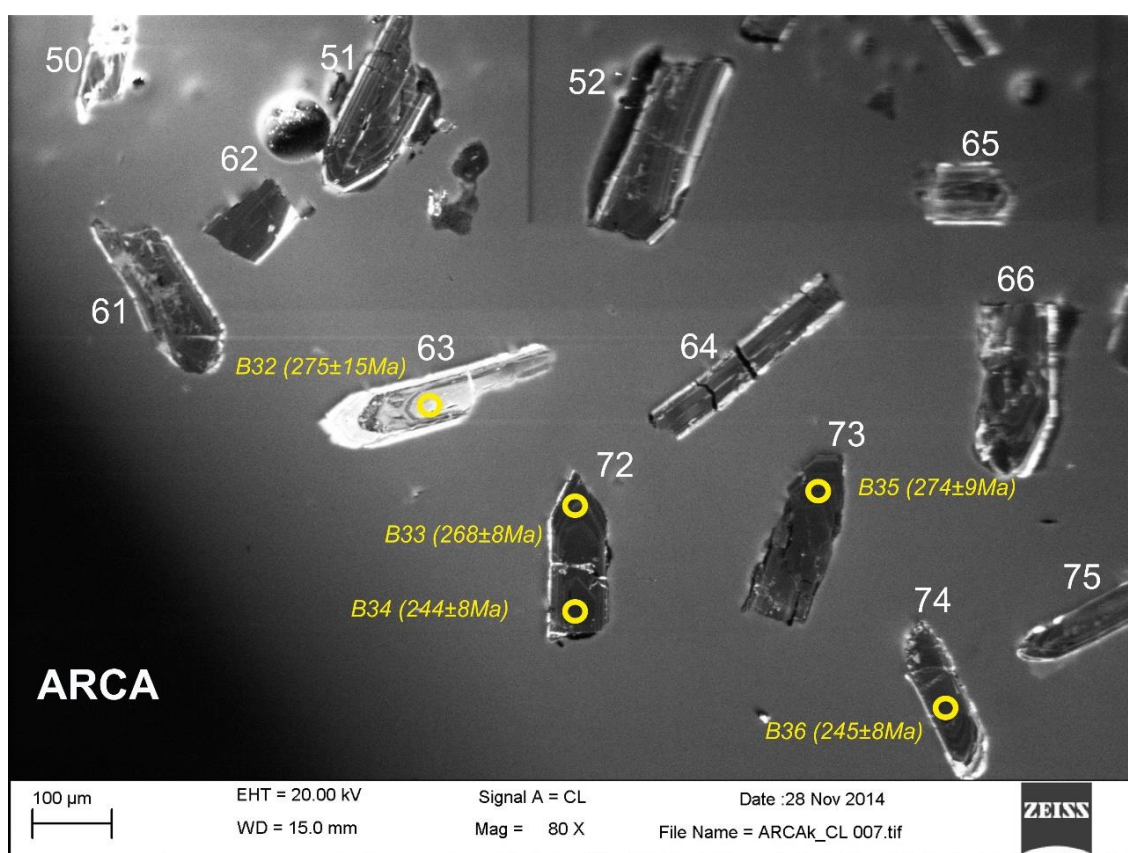
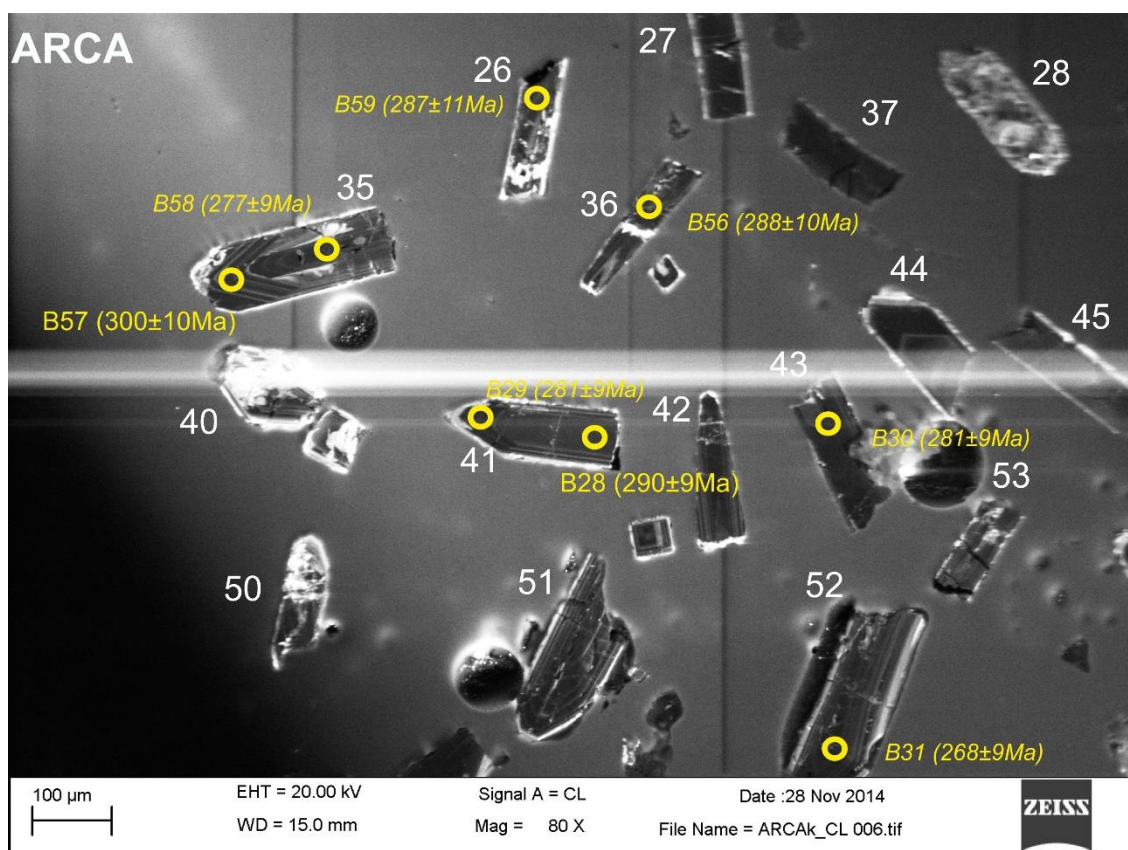
Kathodolumineszenz-Aufnahme von Zirkonen aus der Probe ARCA. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt zwischen 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 58



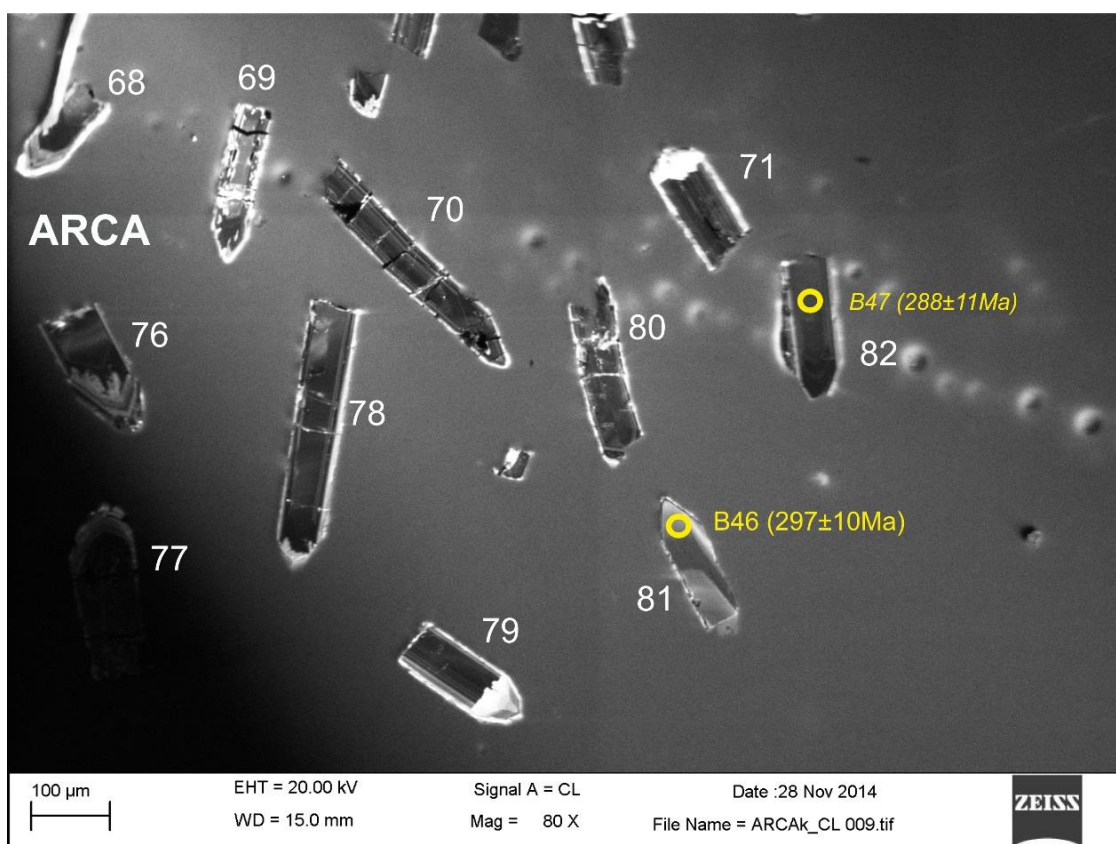
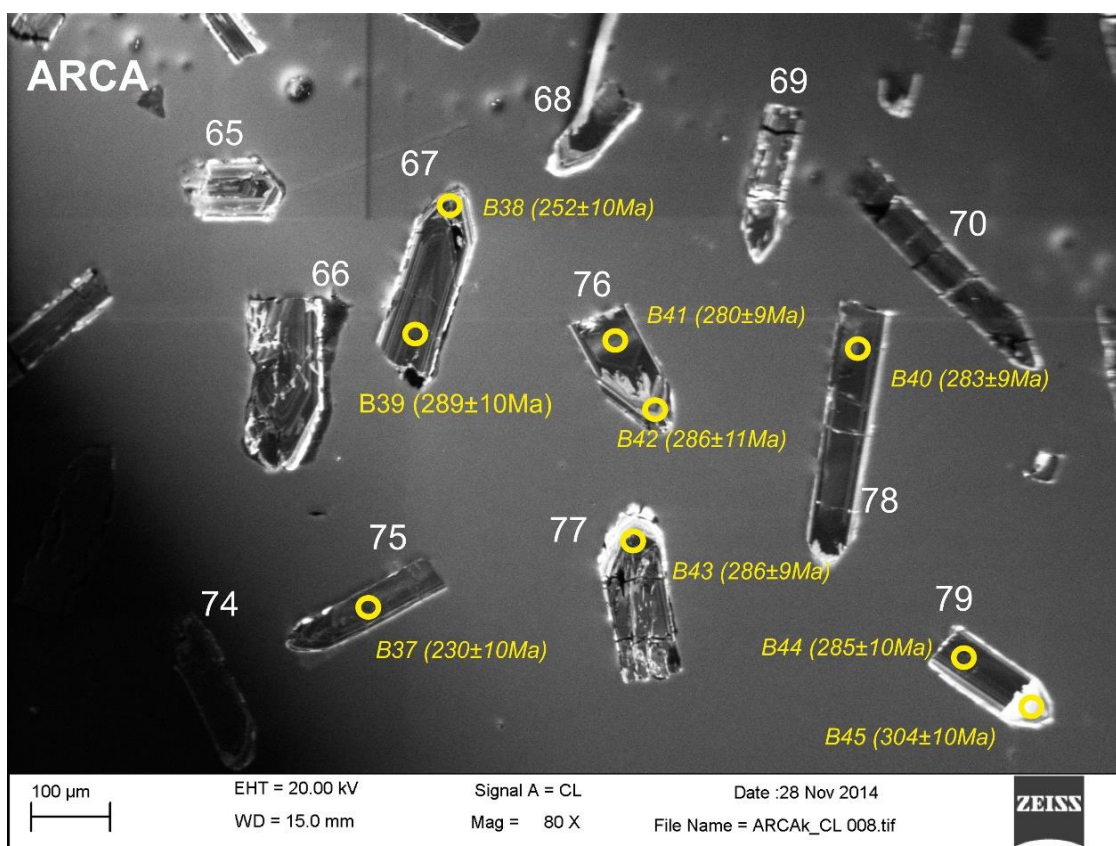
Kathodolumineszenz-Aufnahme von Zirkonen aus der Probe ARCA. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt zwischen 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 59



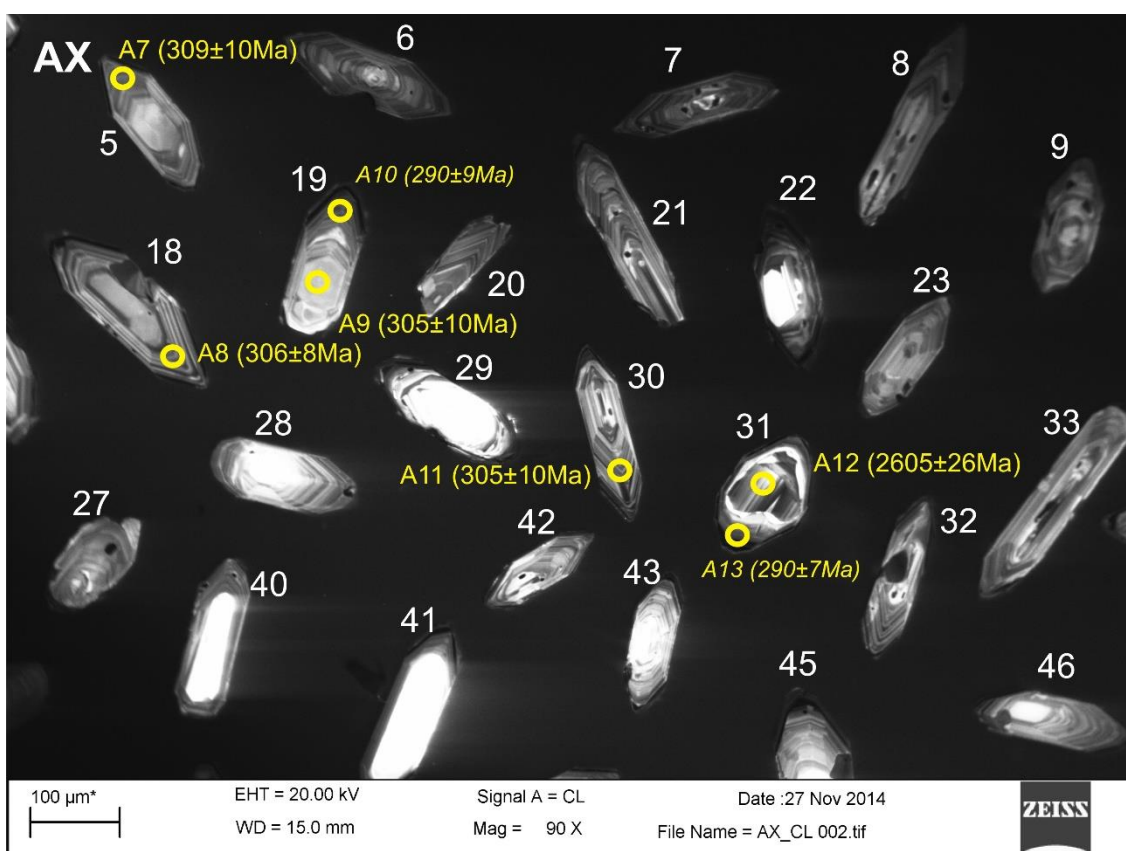
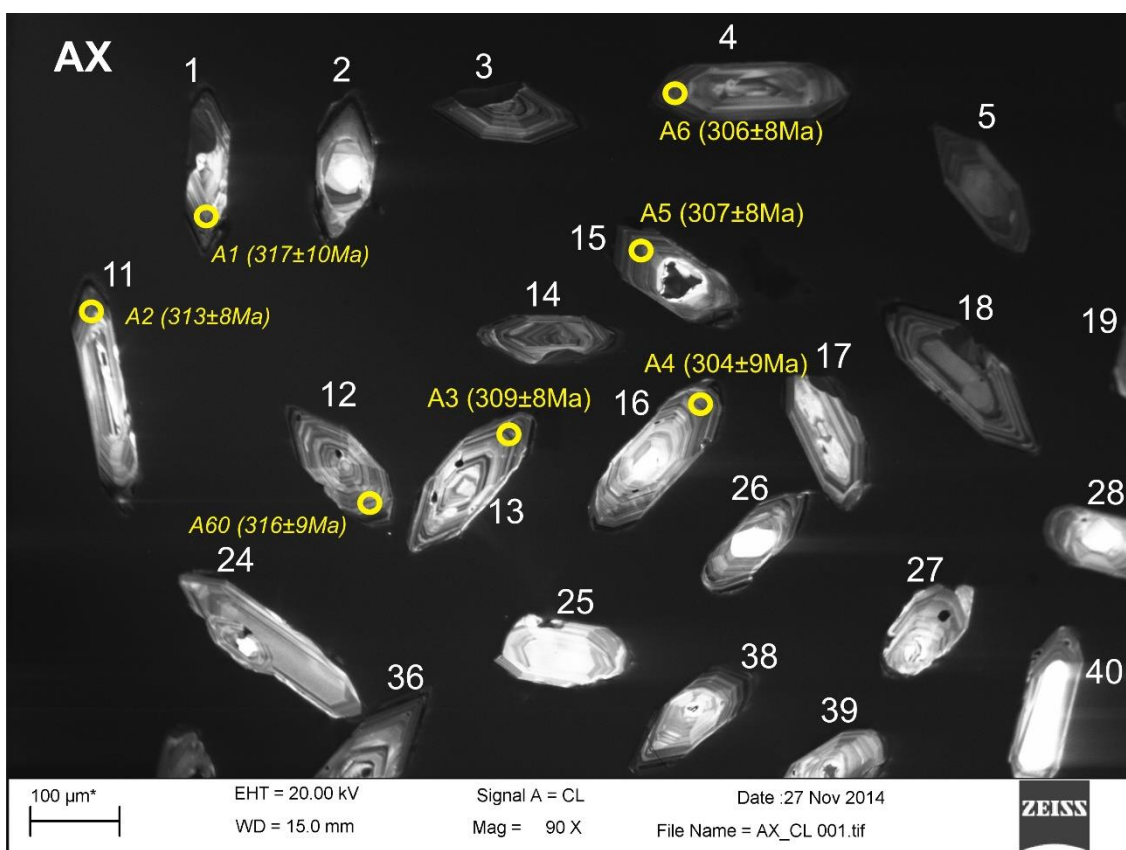
Kathodolumineszenz-Aufnahme von Zirkonen aus der Probe ARCA. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt zwischen 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 60



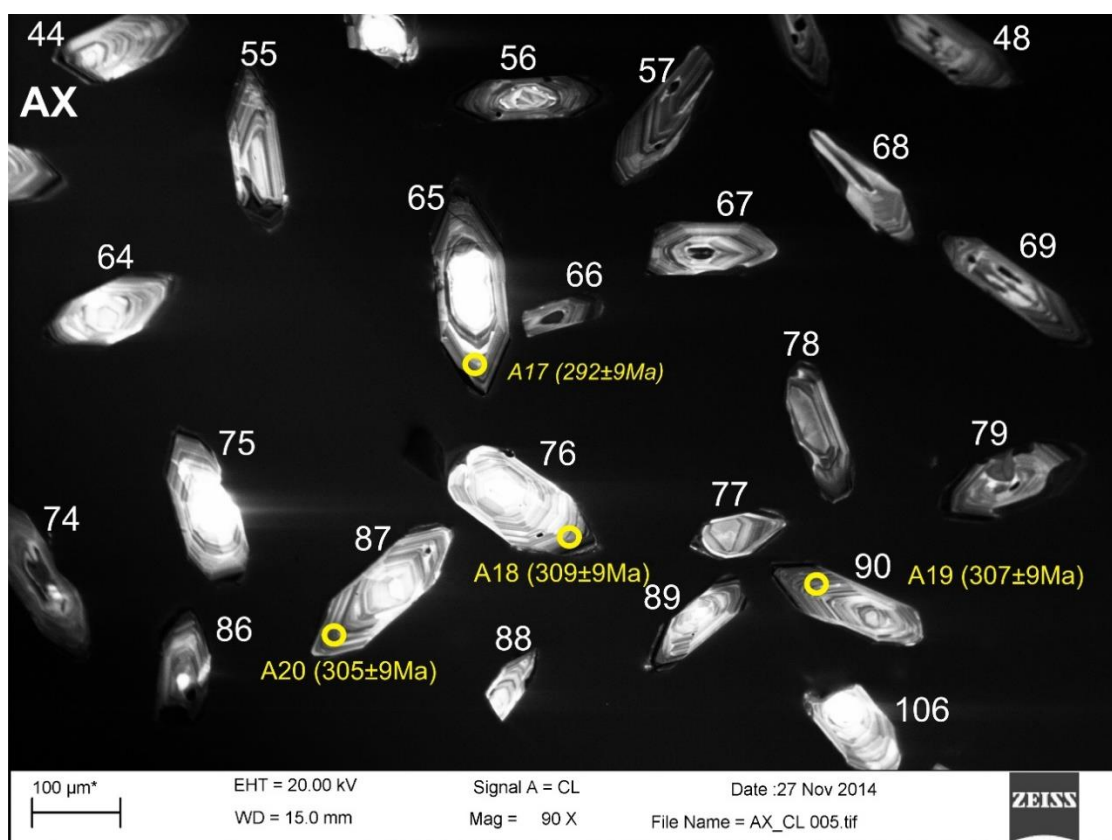
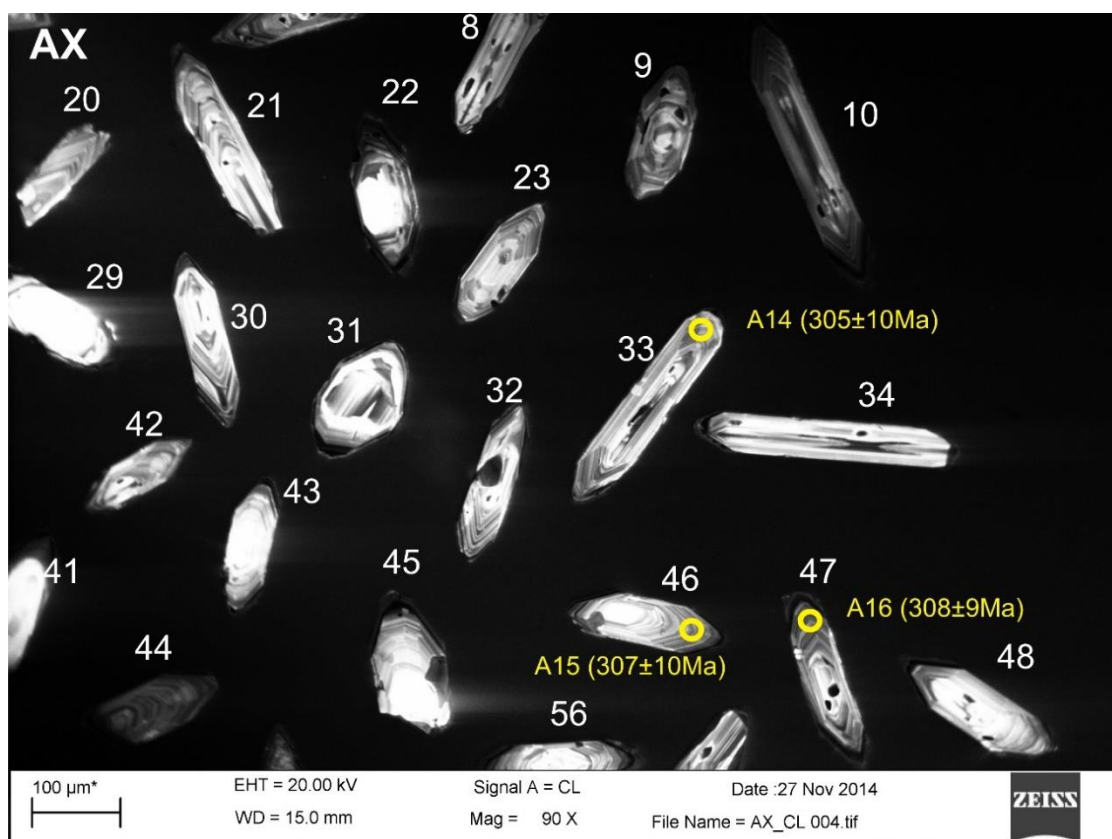
Kathodolumineszenz-Aufnahme von Zirkonen aus der Probe ARCA. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt zwischen 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 61



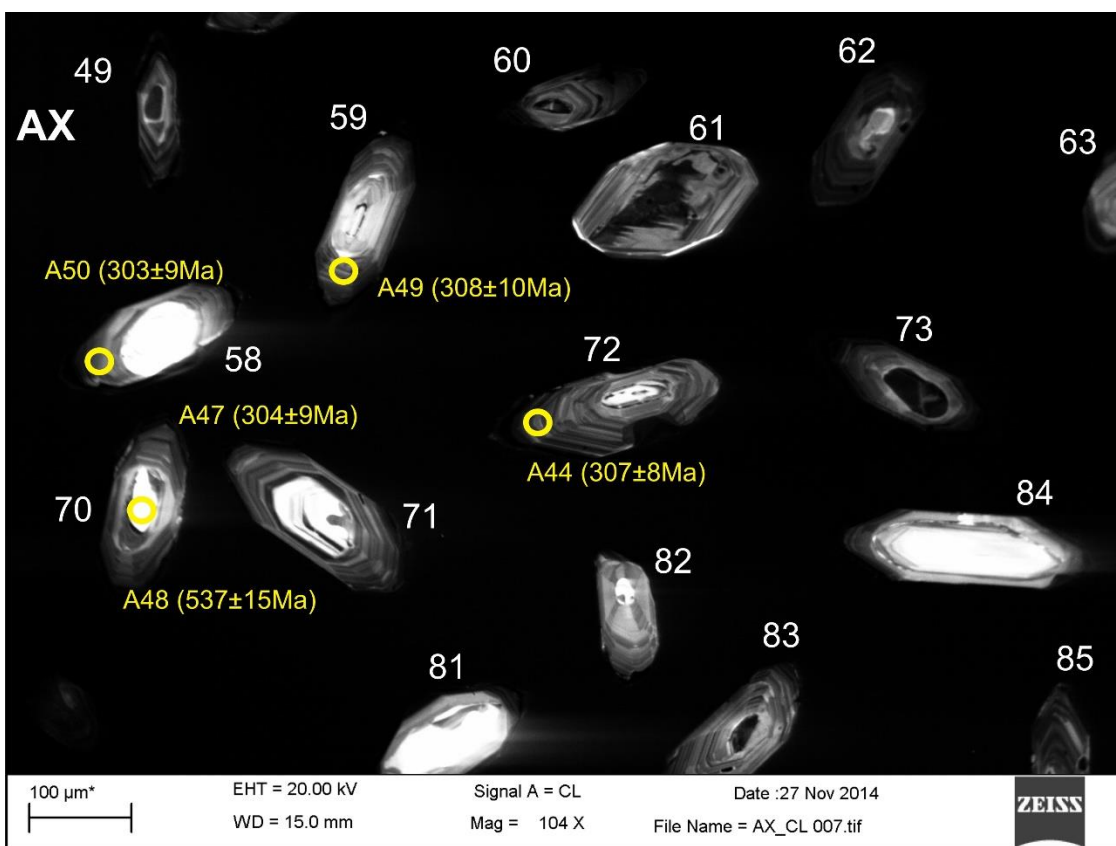
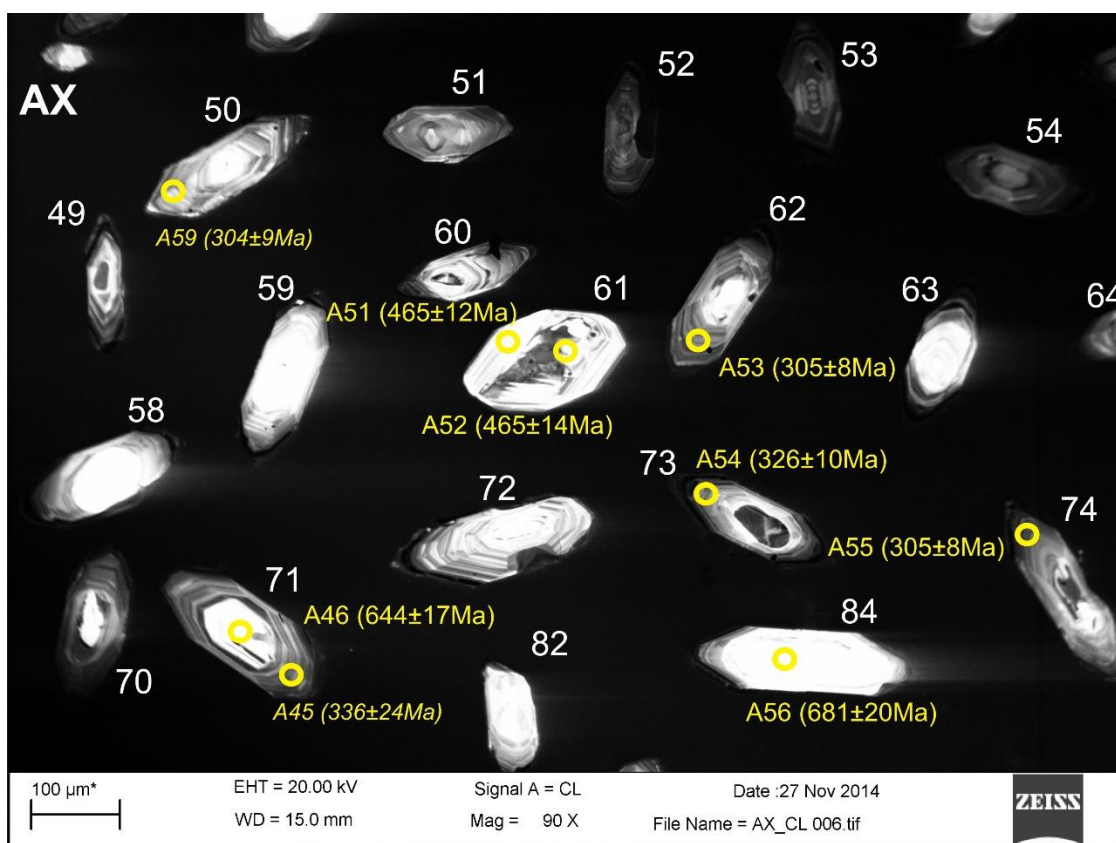
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe AX. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 μm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 62



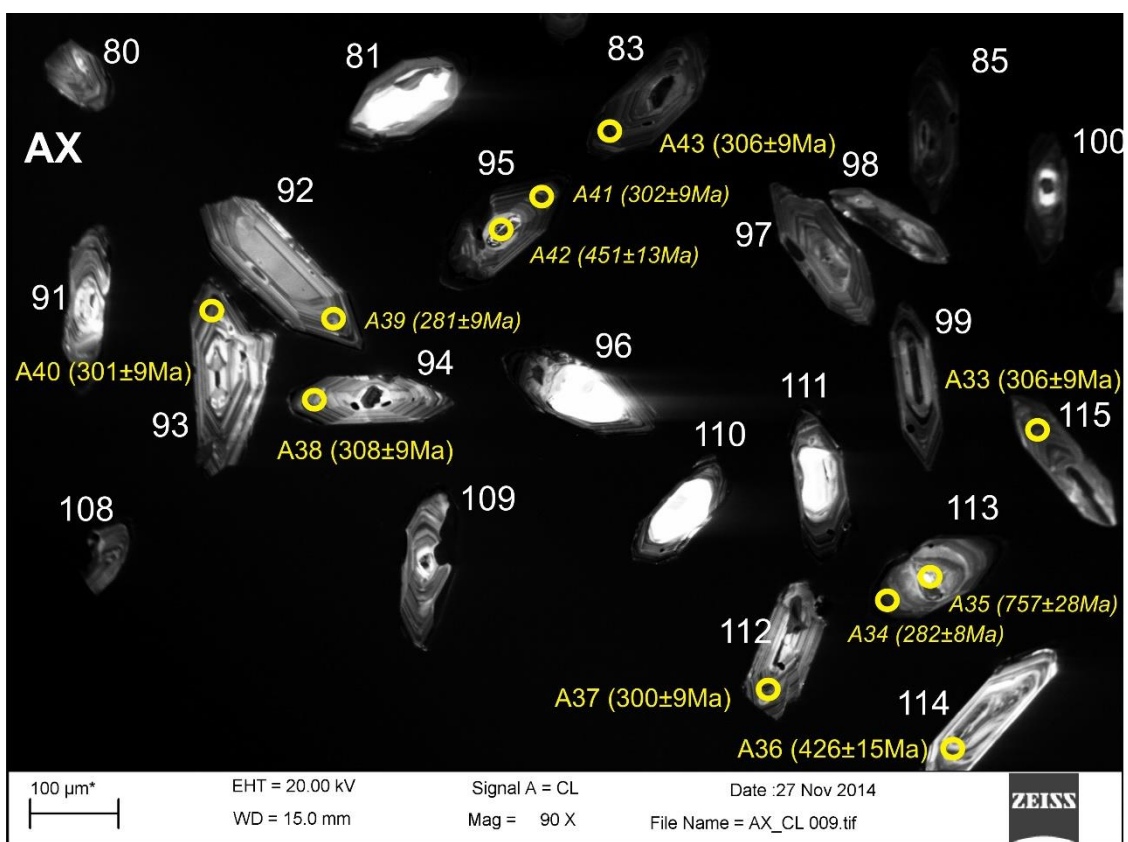
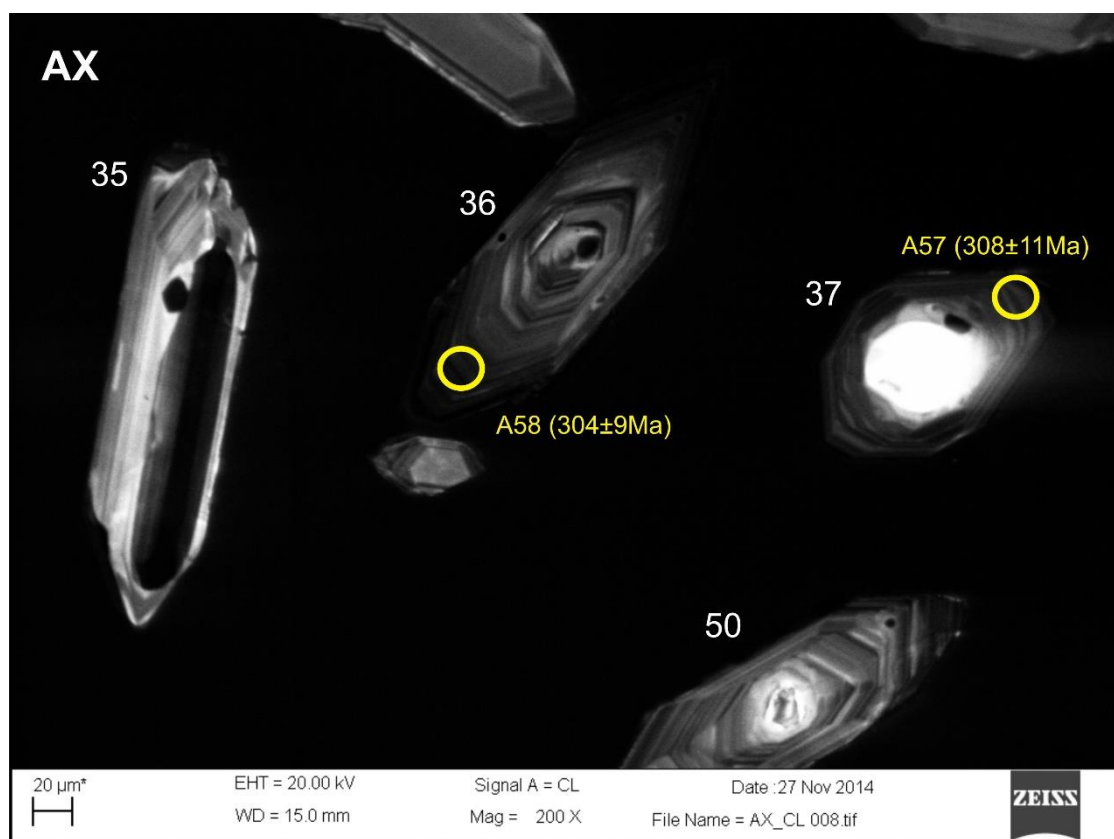
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe AX. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 63



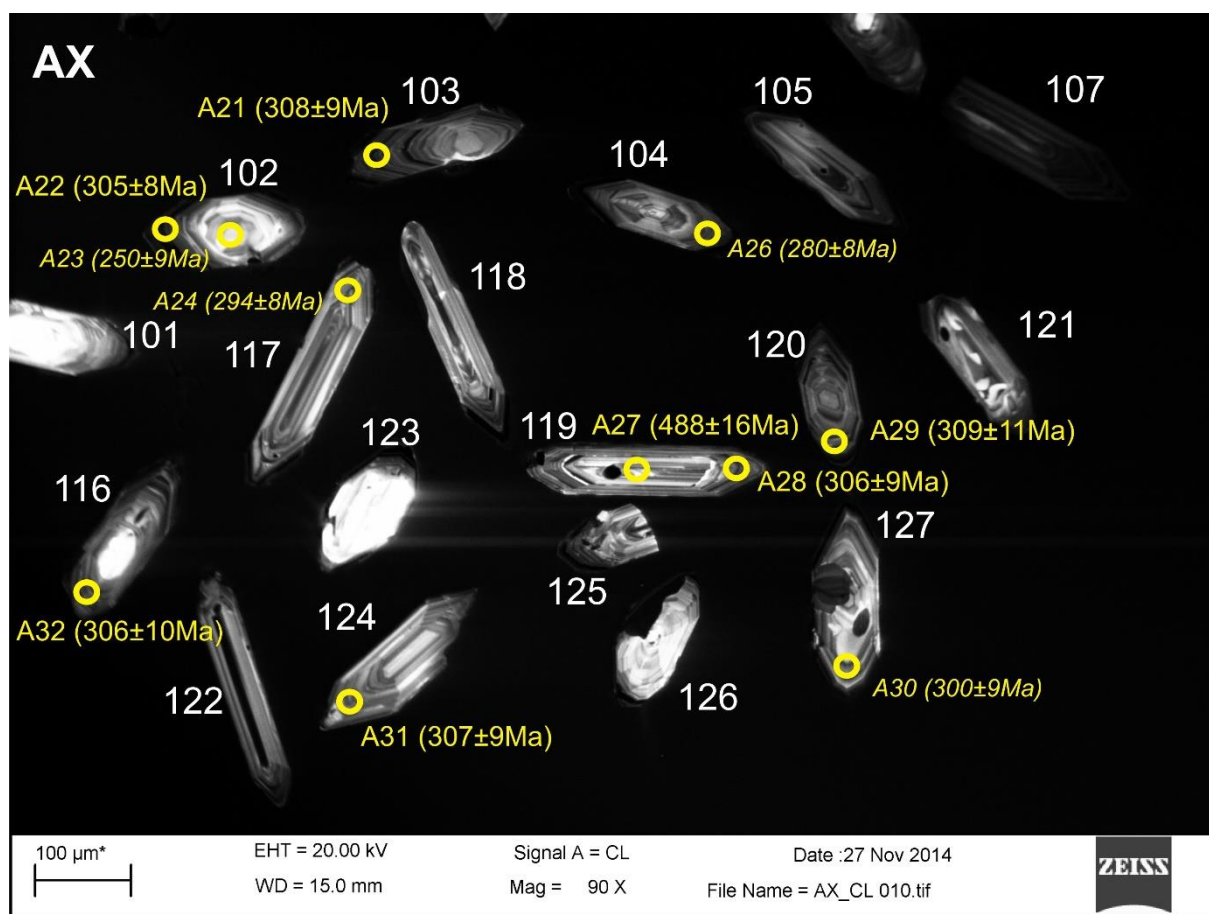
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe AX. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 64



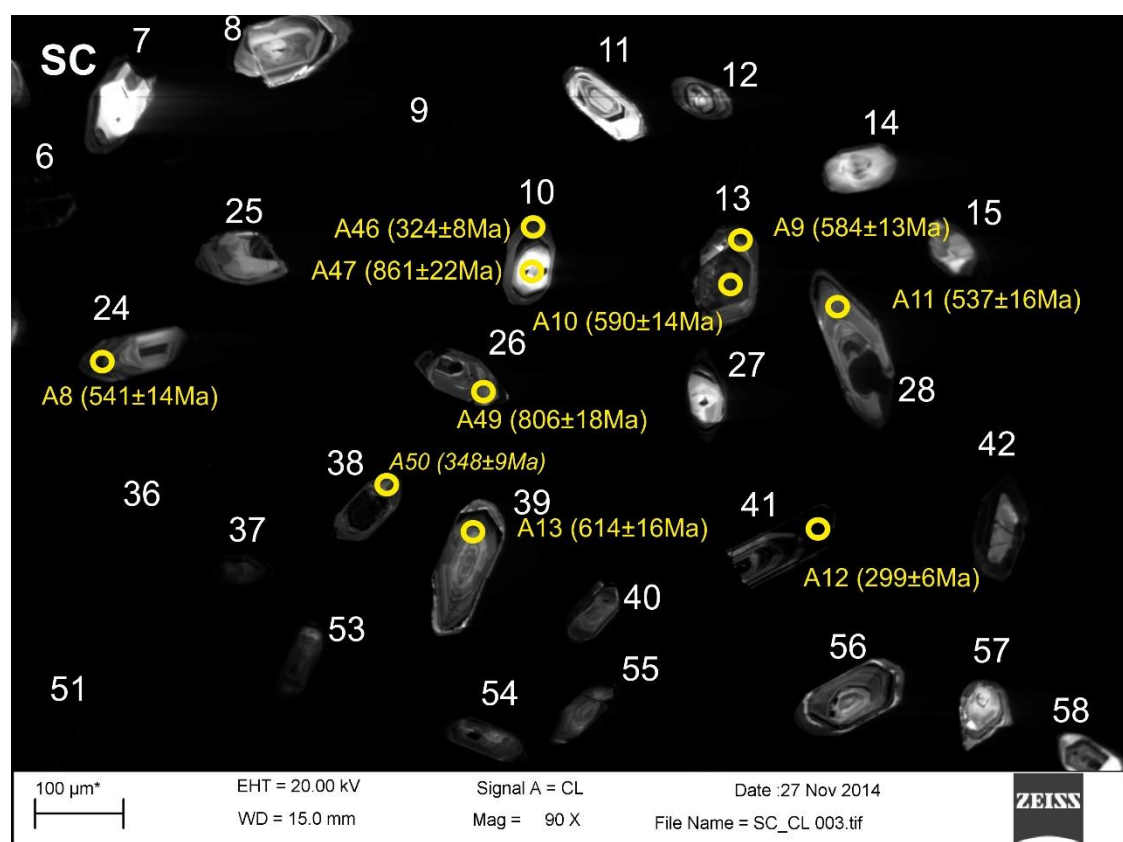
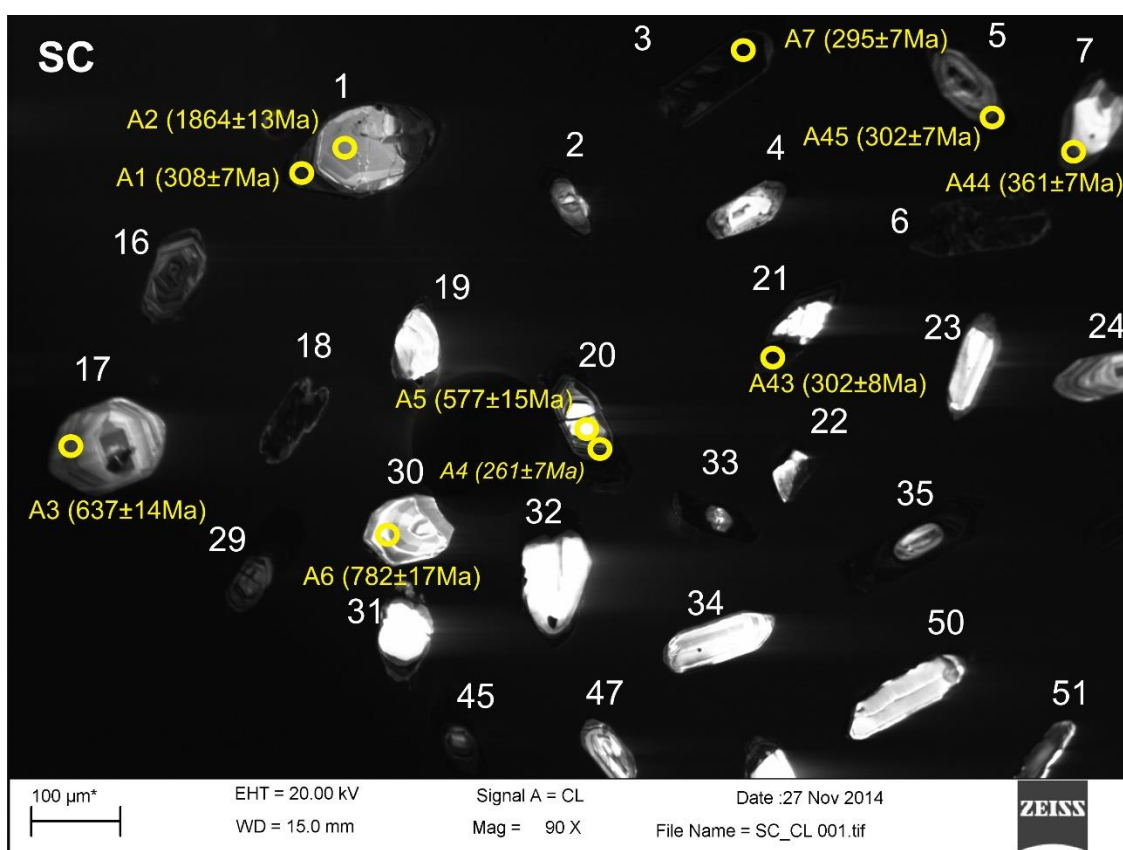
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe AX. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 65



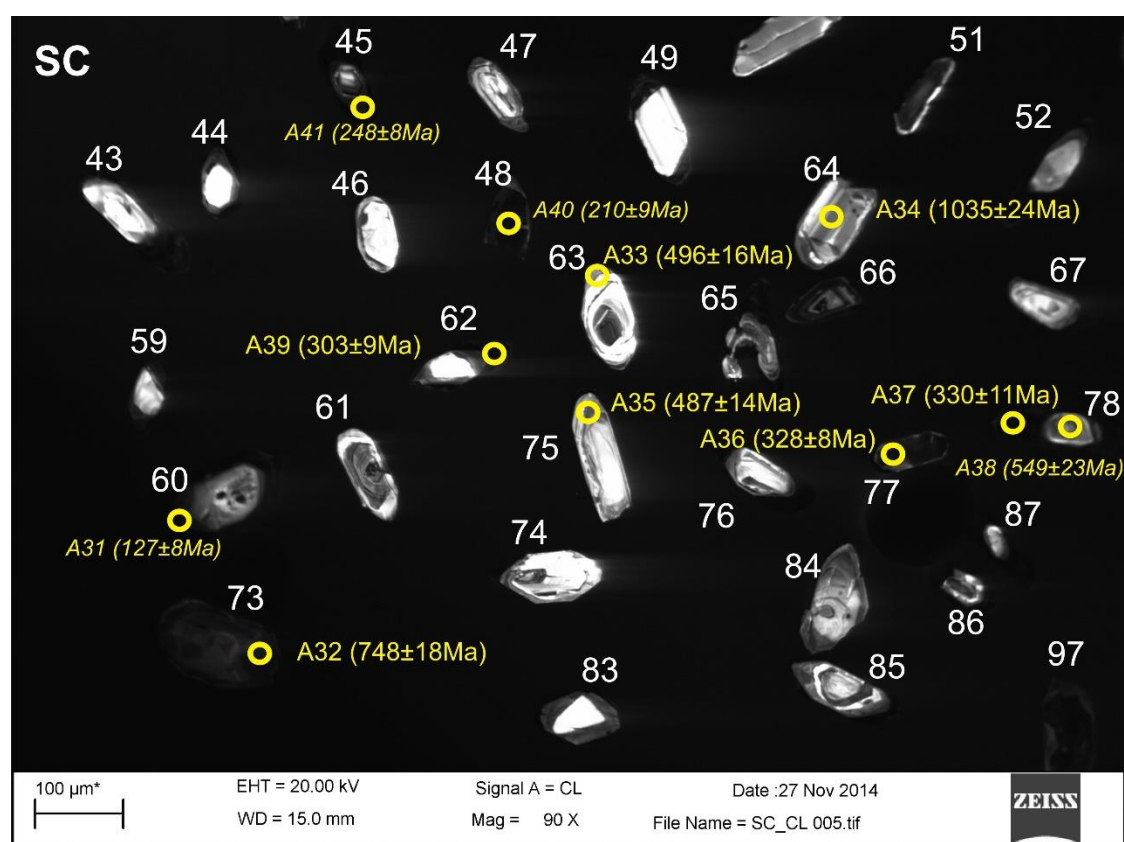
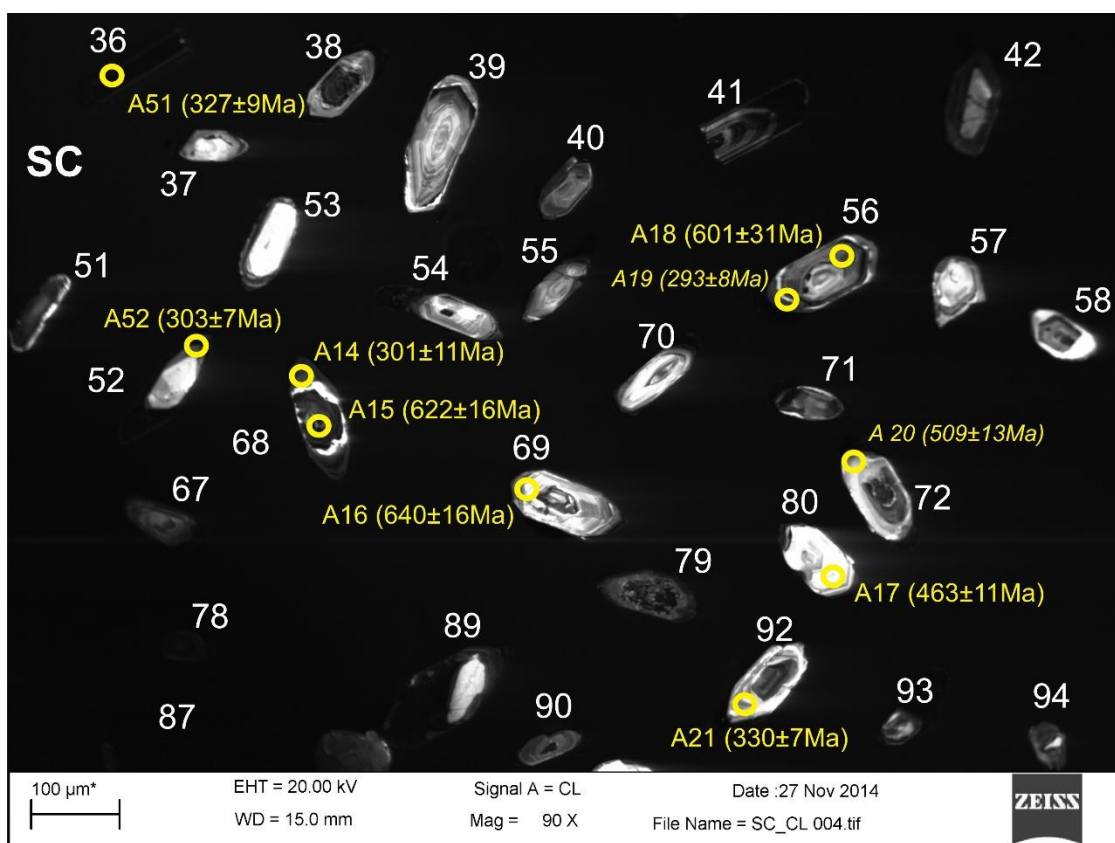
Kathodolumineszenz-Aufnahme von Zirkonen aus der Probe AX. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 66



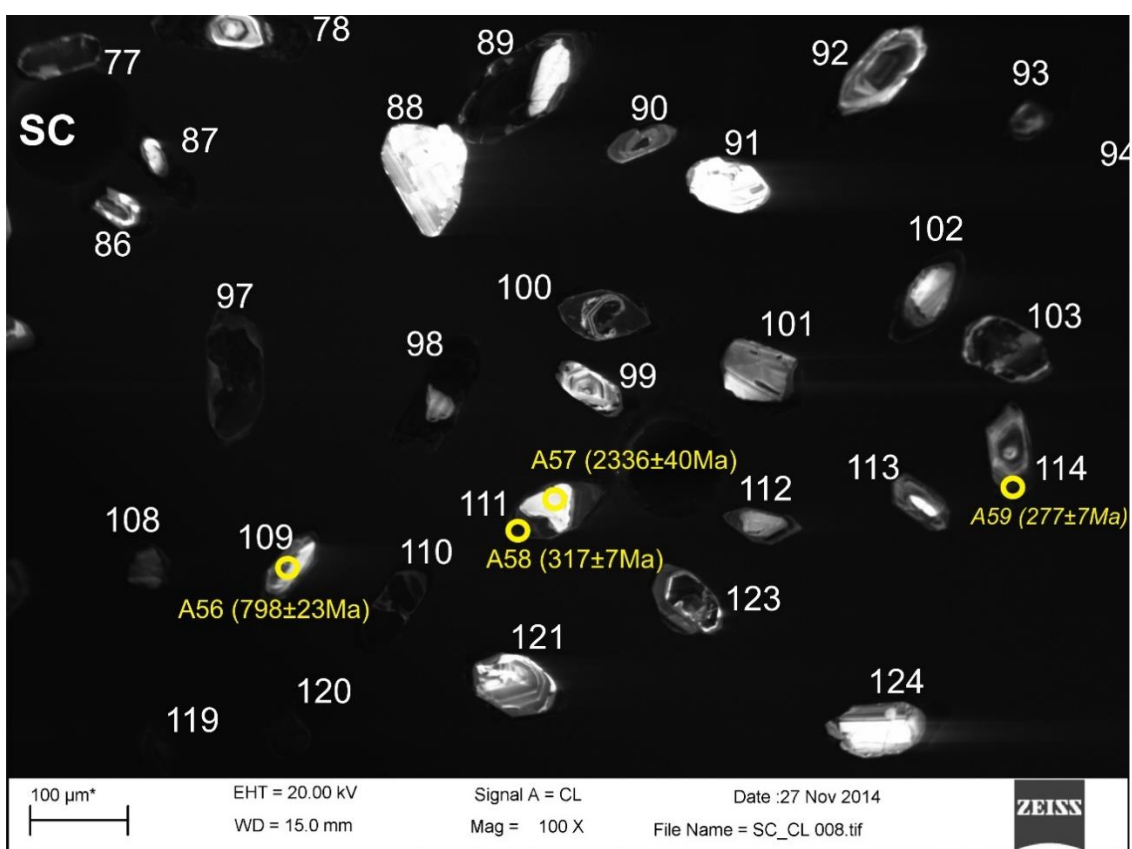
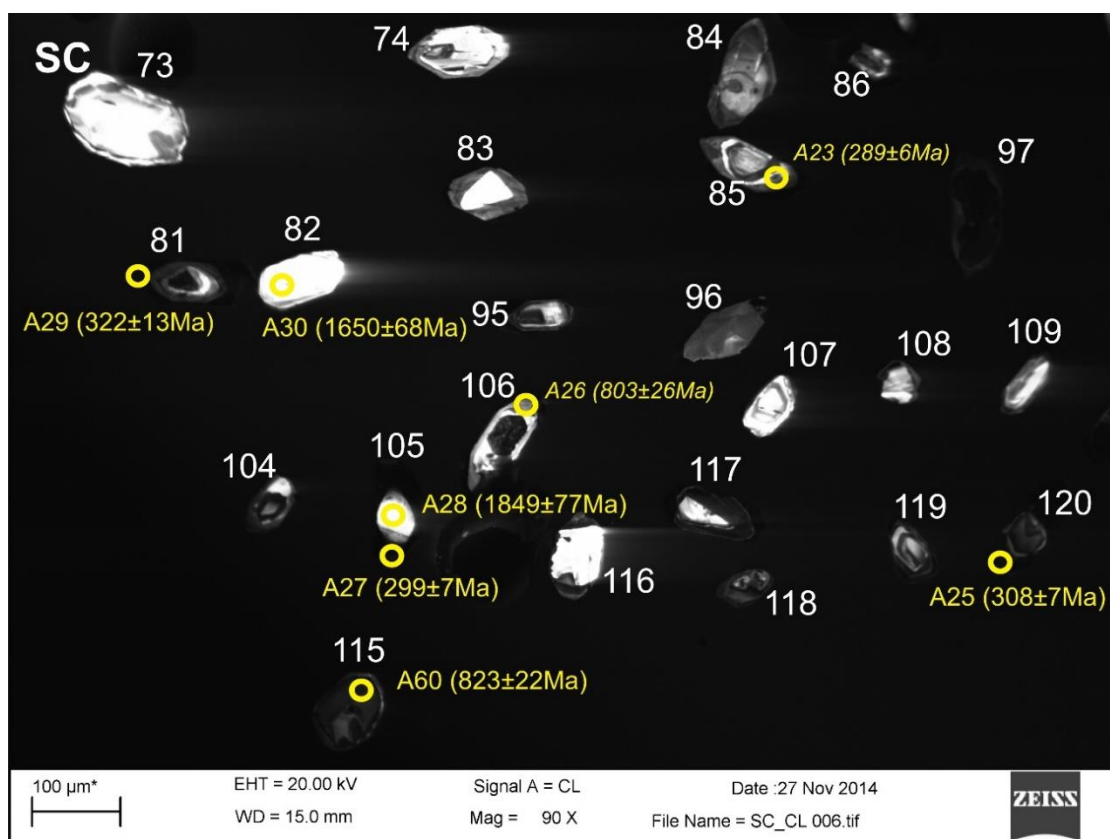
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe SC. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 67



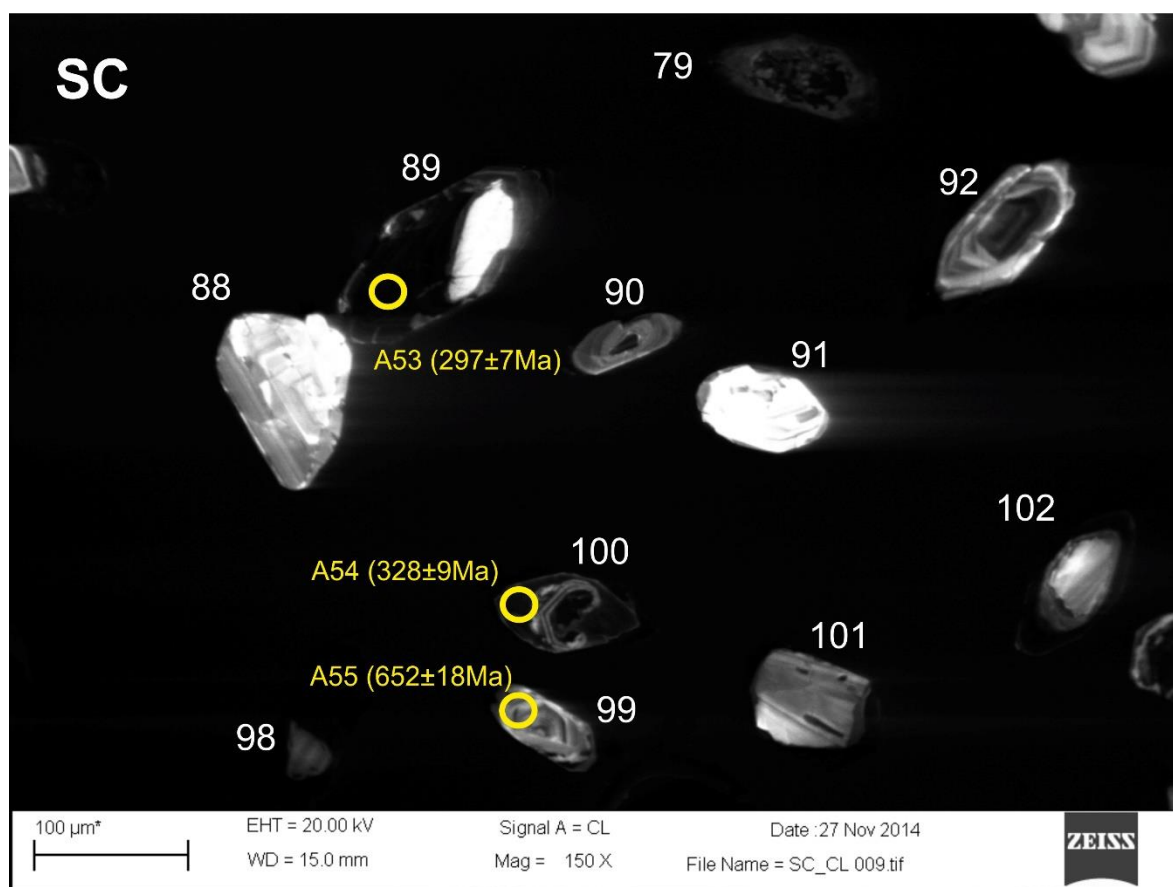
Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe SC. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 68



Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe SC. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tafel 69



Kathodolumineszenz-Aufnahme von Zirkonen aus der Probe SC. Die Ablationspunkte sind mit Kreisen markiert. Der Durchmesser der Ablationspunkte beträgt 25 µm. Angegeben sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Analysen. *Kursive* Alter sind diskordante Analysen.

Tabelle I: Aufstellung der Probenlokalitäten/Orientierung der Proben und reorientierte Foliation

Probe Nr.	Nord	Ost	Höhe in [m]	Ort	Fläche	Linear	Foliation
WP2	42.62563	1.87734	2010	Nabre Tal	n.o.		
	42.62871	1.87708	2012	Nabre Tal	HF 190/80	115/33	340/55 ?
WP2(AC)	42.62558	1.84984	2040	Nabre Tal	316/89		330/35
					72/84		
WP3	42.64485	1.86208	1537	Nabre Tal			
WP3-1					21/50		
WP3-2					20/60		
WP3-3					28/55		28/55
WP5	42.61928	1.87417	2211	Nabre Tal			
WP5-1					172/76		85/21
WP5-2					322/81		
WP5-3					n.o.		
WP6	42.61943	1.87386	2200	Nabre Tal	n.o.		
WP6-1					175/50		
WP6-2					165/50		160/50
WP7	42.60453	1.86844	2100	Refuge Besine	n.o.		
WP8	42.60215	1.86028	2000	Etang Besine E	345/50		330/50
WP9	42.59453	1.81343	1650?	Hosp.->Besine hinter 1.Rampe			
WP9-1					190/87		190/87
WP9-2					006/85		
WP9-3					75/75		
WP10	42.59267	1.81143	1580?	Hosp.->Besine vor 1.Rampe/Bach	346/86		
WP11	42.59084	1.80858	1500	Hosp.->Besine kurz vor Bach	175/70		
WP12	42.74335	1.57656	1300		135/45		
WP13 (PdB)	42.7067	1.70076	1975	Plateau de Beille	n.o.		
PdB JMPoint	42.70712	1.70448	1950	Plateau de Beille	180/89		
PdB	42.70672	1.7036	1975	Plateau de Beille	n.o.		
ARCA	42.63421	1.49083	2180	Arcalis	3/58		3/58
Ax-Granit	42.71148	1.84984	830	Strasse Ax-> Orlu	n.o.		
Soulcem	42.64544	1.44924	1780	Kaskade			
Soulcem1					46/77		
Soulcem2					286/76		
					158/72		
Soulcem3				100 m nördlich der Kaskade	18/83		
Soulcem+	42.65793	1.44887	1640		n.o.		

Tabelle II: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe **WP2***Table II Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample WP2*

Number	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c ²³⁸ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁶ Pb	2 σ %	rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2 σ (Ma)	2 σ conc %
a1	75524	187	47	0.13	64862	0.24259	3.4	3.9307	3.8	0.11752	1.7	0.89	1400	43	1620	31	1919	31	73
a2	182474	199	101	0.27	115514	0.45512	3.7	9.9915	4.3	0.15922	2.2	0.86	2418	75	2434	40	2447	37	99
a3	17680	393	21	0.01	32230	0.05769	4.7	0.4418	5.5	0.05554	2.9	0.85	362	16	372	17	434	64	83
a4	9133	152	11	0.04	4630	0.08029	3.8	0.6206	4.6	0.05606	2.6	0.82	498	18	490	18	455	59	110
a5	37723	57	25	0.49	5872	0.38338	3.5	6.9385	3.9	0.13126	1.9	0.88	2092	62	2104	36	2115	32	99
a6	18521	428	22	0.01	6522	0.05585	6.5	0.4124	7.0	0.05355	2.5	0.93	350	22	351	21	352	57	99
a7	6359	143	9	0.06	11599	0.06630	3.1	0.5048	4.4	0.05522	3.1	0.71	414	13	415	15	421	69	98
a8	3446	31	5	0.51	5175	0.13865	4.1	1.2833	5.4	0.06713	3.5	0.76	837	32	838	31	842	73	99
a9	8737	159	11	0.04	15907	0.07215	3.2	0.5524	3.8	0.05553	2.1	0.83	449	14	447	14	434	47	104
a10	3682	101	6	0.51	5218	0.04798	3.3	0.3471	4.4	0.05248	2.9	0.76	302	10	303	12	306	65	99
a11	15981	294	20	0.13	29054	0.06860	3.3	0.5235	3.9	0.05535	2.1	0.85	428	14	427	14	426	46	100
a12	9274	171	12	0.19	16544	0.07383	3.4	0.5761	4.4	0.05659	2.8	0.78	459	15	462	17	476	61	97
a13	25211	377	28	0.02	692	0.07726	3.1	0.5978	5.7	0.05612	4.8	0.55	480	15	476	22	457	105	105
a14	6439	126	9	0.17	11630	0.07568	3.6	0.5834	4.5	0.05591	2.7	0.80	470	16	467	17	449	61	105
a15	4363	85	6	0.14	8134	0.06813	3.4	0.5085	4.8	0.05413	3.4	0.71	425	14	417	16	377	76	113
a16	5994	113	8	0.08	10700	0.07483	3.1	0.5826	3.9	0.05647	2.3	0.80	465	14	466	15	471	52	99
a17	5402	111	8	0.22	6518	0.07663	3.1	0.5697	3.9	0.05392	2.3	0.79	476	14	458	14	368	53	129
a18	25052	534	39	0.02	45327	0.07979	3.3	0.6127	3.7	0.05569	1.5	0.91	495	16	485	14	440	34	112
a19	4942	93	7	0.09	9018	0.07551	3.4	0.5776	4.8	0.05547	3.3	0.72	469	16	463	18	431	74	109
a20	6536	62	5	0.12	261	0.06578	4.3	0.4999	11.3	0.05512	10.4	0.38	411	17	412	39	417	233	98
a21	5261	110	8	0.09	9736	0.07279	3.3	0.5484	5.4	0.05465	4.2	0.62	453	14	444	19	398	94	114
a22	6121	116	9	0.23	2101	0.07324	3.4	0.6265	5.9	0.06204	4.8	0.57	456	15	494	23	675	103	67
a23	5222	112	7	0.04	9398	0.06990	3.9	0.5376	5.2	0.05578	3.4	0.76	436	17	437	19	443	76	98
a24	11555	202	18	0.26	20038	0.08609	3.5	0.6908	3.9	0.05819	1.8	0.89	532	18	533	16	537	40	99
a21	5261	110	8	0.09	9736	0.07279	3.3	0.5484	5.4	0.05465	4.2	0.62	453	14	444	19	398	94	114
a22	6121	116	9	0.23	2101	0.07324	3.4	0.6265	5.9	0.06204	4.8	0.57	456	15	494	23	675	103	67
a27	8984	172	18	0.17	6116	0.10646	3.3	0.8779	4.8	0.05981	3.5	0.69	652	20	640	23	597	75	109
a28	9101	193	15	0.14	16557	0.08001	3.4	0.6116	4.3	0.05543	2.7	0.78	496	16	485	17	430	60	115
a29	3507	61	7	1.07	6165	0.08424	3.0	0.6668	4.2	0.05741	2.9	0.73	521	15	519	17	507	63	103
a30	3996	87	7	0.16	7318	0.07817	3.5	0.5943	4.5	0.05514	2.9	0.78	485	17	474	17	418	64	116
a31	8654	181	13	0.10	4235	0.07460	3.2	0.5926	4.3	0.05761	2.8	0.75	464	14	473	16	515	62	90
a32	12059	297	22	0.22	21649	0.07435	3.2	0.5779	3.8	0.05637	2.1	0.84	462	14	463	14	467	46	99
a33	35196	880	56	0.02	36629	0.06885	3.2	0.5355	3.4	0.05640	1.4	0.91	429	13	435	12	468	31	92
a34	34452	859	59	0.01	48897	0.07507	2.9	0.5833	3.2	0.05635	1.3	0.91	467	13	467	12	466	29	100
a35	11012	257	18	0.02	11847	0.07605	3.2	0.5863	3.9	0.05591	2.2	0.83	473	15	468	15	449	48	105
a36	4130	99	7	0.31	894	0.06709	3.7	0.5251	5.4	0.05676	4.0	0.68	419	15	429	19	482	88	87
a37	4677	111	8	0.11	8424	0.07174	3.7	0.5545	4.6	0.05606	2.7	0.80	447	16	448	17	455	61	98
a38	26287	748	45	0.01	48192	0.06622	3.9	0.5005	4.2	0.05481	1.5	0.94	413	16	412	14	405	33	102
a39	27025	714	40	0.01	39782	0.06147	3.4	0.4648	3.8	0.05484	1.7	0.89	385	13	388	12	406	39	95
a40	11894	249	19	0.34	13238	0.07360	3.6	0.5756	4.2	0.05673	2.2	0.85	458	16	462	16	481	49	95
a41	6274	119	8	0.05	4442	0.07511	3.3	0.5728	4.2	0.05530	2.6	0.78	467	15	460	16	425	59	110
a42	8982	171	12	0.12	8543	0.07106	3.3	0.5602	3.9	0.05717	2.2	0.83	443	14	452	14	498	48	89
a43	13338	257	20	0.40	24152	0.07156	3.7	0.5484	4.3	0.05558	2.2	0.85	446	16	444	16	436	50	102
a44	6334	110	8	0.04	4605	0.08068	3.2	0.6254	4.0	0.05621	2.4	0.81	500	15	493	16	461	52	109
a45	24370	416	29	0.02	43687	0.07436	3.0	0.5786	3.5	0.05643	1.8	0.86	462	14	464	13	470	40	98
a46	6406	112	8	0.06	11575	0.07324	3.1	0.5637	4.1	0.05582	2.6	0.77	456	14	454	15	445	59	102
a47	18306	281	21	0.03	33871	0.08002	3.3	0.6021	3.8	0.05457	2.0	0.85	496	16	479	15	395	45	126
a48	17547	263	17	0.02	24236	0.07144	3.1	0.5509	4.1	0.05593	2.7	0.75	445	13	446	15	450	60	99
a49	4981	73	5	0.16	9412	0.07647	3.2	0.5631	4.2	0.05340	2.6	0.77	475	15	454	15	346	60	137
a50	5369	76	6	0.31	9514	0.07330	4.1	0.5763	4.9	0.05702	2.6	0.85	456	18	462	18	492	57	93
a51	3852	55	4	0.18	7153	0.07471	3.3	0.5595	4.5	0.05432	3.1	0.73	464	15	451	17	384	70	121
a52	8163	112	8	0.45	14622	0.06666	3.7	0.5160	4.4	0.05614	2.4	0.84	416	15	422	15	458	53	91
a53	6077	72	5	0.08	10732	0.07723	4.1	0.6097	5.1	0.05726	3.0	0.80	480	19	483	20	502	67	96
a54	6041	67	5	0.08	10894	0.08247	3.2	0.6356	4.0	0.05589	2.4	0.80	511	16	500	16	448	54	114
a55	6854	82	6	0.09	12521	0.08062	3.3	0.6144	4.4	0.05527	2.9	0.76	500	16	486	17	423	64	118
a56	8821	108	5	0.03	16932	0.04829	3.4	0.3502	4.5	0.05260	3.0	0.75	304	10	305	12	311	68	98
a57	16425	187	12	0.04	29572	0.07139	3.0	0.5525	3.5	0.05613	1.8	0.86	445	13	447	13	457	40	97
a58	3926	43	3	0.32	7152	0.07312	3.3	0.5591	4.9	0.05546	3.6	0.68	455	14	451	18	431	80	106
a59	4160	45	3	0.24	7516	0.07425	3.4	0.5735	4.8	0.05602	3.5	0.70	462	15	460	18	453	77	102
a60	26257	371	21	0.01	11942	0.06074	3.5	0.4538	4.2	0.05418	2.3	0.83	380	13	380	13	379	52	100

a) within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

b) U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramers (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb / (²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

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

Tabelle III: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe WP3

Table III: Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample WP3

Number	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c ²³⁸ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁶ Pb	2 σ %	rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2 σ (Ma)	2 σ conc %
a1	51459	1735	75	0.00	33649	0.04765	3.8	0.3445	3.9	0.05244	1.1	0.96	300	11	301	10	305	25	98
a2	18685	219	25	0.55	4067	0.09602	3.7	0.8682	4.2	0.06558	2.0	0.88	591	21	635	20	793	41	75
a3	21683	539	43	0.02	40450	0.08667	3.7	0.6456	4.0	0.05403	1.5	0.93	536	19	506	16	372	34	144
a4	4784	92	6	0.08	7301	0.06415	4.4	0.4993	5.9	0.05645	3.9	0.75	401	17	411	20	470	86	85
a5	72053	2583	114	0.01	49187	0.04823	3.7	0.3493	4.0	0.05252	1.5	0.93	304	11	304	11	308	35	98
a6	3184	65	4	0.19	5713	0.06901	4.4	0.5335	6.1	0.05607	4.2	0.72	430	18	434	22	455	93	95
a7	7333	169	12	0.11	13615	0.07372	3.9	0.5522	4.7	0.05433	2.7	0.82	459	17	446	17	385	60	119
a8	6352	133	9	0.09	11116	0.06990	3.8	0.5542	4.5	0.05749	2.3	0.86	436	16	448	16	511	50	85
a9	3711	80	6	0.18	1559	0.07501	4.2	0.5723	6.3	0.05533	4.7	0.66	466	19	459	24	426	105	110
a10	42677	1432	63	0.01	5257	0.04781	4.8	0.3450	5.2	0.05234	1.9	0.93	301	14	301	14	300	43	100
a11	3994	87	6	0.16	7435	0.07474	4.0	0.5578	5.2	0.05413	3.3	0.77	465	18	450	19	376	75	123
a12	50809	1627	72	0.01	85167	0.04814	4.1	0.3479	4.5	0.05241	2.0	0.90	303	12	303	12	303	45	100
a13	5328	127	9	0.05	7683	0.07944	4.0	0.6013	4.8	0.05490	2.7	0.83	493	19	478	19	408	60	121
a14	35059	1289	61	0.01	45762	0.05205	3.7	0.3817	4.0	0.05318	1.5	0.93	327	12	328	11	337	34	97
a15	16546	537	32	0.03	31497	0.06413	3.7	0.4670	4.3	0.05281	2.0	0.88	401	15	389	14	320	46	125
a16	34789	739	45	0.01	667	0.06231	4.0	0.4692	5.5	0.05461	3.8	0.73	390	15	391	18	396	85	98
a17	5910	138	9	0.06	7365	0.07215	3.9	0.5501	4.6	0.05530	2.5	0.84	449	17	445	17	424	55	106
a18	2851	90	5	0.20	4932	0.05561	4.4	0.4369	10.3	0.05699	9.3	0.42	349	15	368	32	491	206	71
a19	7861	166	12	0.16	13882	0.07614	3.6	0.5994	4.0	0.05710	1.9	0.88	473	16	477	15	495	41	95
a20	64667	2289	101	0.01	3265	0.04783	3.5	0.3461	4.0	0.05248	1.9	0.88	301	10	302	11	306	43	98
a21	51731	1973	86	0.01	18248	0.04792	4.3	0.3470	4.8	0.05252	2.2	0.89	302	13	302	13	308	49	98
a22	6173	94	9	0.41	1523	0.08696	3.7	0.8236	6.6	0.06869	5.5	0.56	538	19	610	31	889	114	60
a23	30861	1110	44	0.01	2926	0.04286	5.7	0.3097	6.2	0.05241	2.5	0.92	271	15	274	15	303	57	89
a24	7000	168	12	0.03	12563	0.07514	3.6	0.5799	4.3	0.05597	2.3	0.84	467	16	464	16	451	52	104
a25	5325	128	9	0.09	9478	0.07289	3.5	0.5682	4.5	0.05654	2.8	0.78	454	16	457	17	473	63	96
a26	61700	2747	100	0.01	7880	0.03950	4.2	0.2862	4.3	0.05254	1.1	0.96	250	10	256	10	309	26	81
a27	34207	1439	64	0.01	32394	0.04847	4.1	0.3524	4.6	0.05273	2.1	0.90	305	12	306	12	317	47	96
a28	5375	121	10	0.04	9654	0.08533	4.3	0.6605	5.2	0.05614	3.0	0.82	528	22	515	21	458	66	115
a29	20195	755	37	0.01	38055	0.05392	4.0	0.3966	4.5	0.05334	2.1	0.89	339	13	339	13	343	47	99
a30	22796	603	45	0.41	40185	0.06545	4.0	0.5158	4.3	0.05716	1.6	0.93	409	16	422	15	498	35	82
a31	28944	932	42	0.01	2376	0.04859	3.6	0.3524	4.1	0.05261	2.0	0.87	306	11	307	11	312	46	98
a32	8977	217	16	0.05	16452	0.07742	3.7	0.5862	4.4	0.05491	2.5	0.83	481	17	468	17	409	55	118
a33	37859	1557	60	0.01	922	0.04044	3.6	0.3010	4.3	0.05399	2.5	0.83	256	9	267	10	370	55	69
a34	10091	334	24	0.02	18488	0.07912	3.7	0.6025	4.5	0.05523	2.5	0.82	491	17	479	17	421	57	116
a35	41681	1269	81	0.01	74822	0.06943	4.4	0.5334	4.8	0.05572	1.9	0.92	433	18	434	17	441	42	98
a36	14617	514	29	0.07	5045	0.05920	3.6	0.4600	4.3	0.05635	2.4	0.83	371	13	384	14	466	53	80
a37	5302	136	10	0.04	9504	0.07772	4.0	0.6023	6.3	0.05620	4.8	0.64	483	19	479	24	460	107	105
a38	5125	117	9	0.06	9339	0.08001	3.8	0.6094	5.1	0.05524	3.4	0.74	496	18	483	20	422	76	118
a39	32283	1244	53	0.00	60724	0.04633	3.9	0.3437	4.5	0.05380	2.3	0.86	292	11	300	12	363	53	80
a40	6675	141	10	0.10	11881	0.07096	3.5	0.5531	4.0	0.05653	1.8	0.89	442	15	447	14	473	40	93
a41	29736	1066	42	0.01	32693	0.04259	4.0	0.3122	4.3	0.05315	1.6	0.93	269	11	276	11	335	37	80
a42	37888	1289	62	0.01	6850	0.05225	4.4	0.3812	4.9	0.05291	2.1	0.90	328	14	328	14	325	47	101
a43	32883	499	40	0.13	55617	0.08320	4.0	0.6831	4.3	0.05954	1.6	0.93	515	20	529	18	587	34	88
a44	50061	1433	64	0.01	96486	0.04860	3.5	0.3503	3.8	0.05228	1.4	0.93	306	11	305	10	298	33	103
a45	4648	115	6	0.10	6987	0.05249	3.7	0.3841	4.8	0.05307	3.0	0.78	330	12	330	14	332	68	99
a46	1806	50	3	0.38	3740	0.05264	3.7	0.3537	5.6	0.04873	4.3	0.66	331	12	307	15	135	100	245
a47	43525	983	49	0.01	2256	0.05330	3.6	0.4376	4.0	0.05955	1.7	0.90	335	12	369	13	587	38	57
a48	46547	236	41	0.06	32922	0.18048	4.0	2.3438	7.1	0.09418	5.9	0.56	1070	39	1226	52	1512	112	71
a49	47741	1146	49	0.01	90289	0.04651	3.7	0.3414	3.9	0.05324	1.5	0.93	293	11	298	10	339	33	86
a50	14300	197	13	0.02	14795	0.07397	3.9	0.5717	4.4	0.05606	2.1	0.88	460	17	459	16	455	46	101
a51	11324	216	14	0.03	20802	0.07251	3.6	0.5508	4.3	0.05510	2.4	0.83	451	16	446	16	416	53	108
a52	13734	183	12	0.04	13264	0.07215	3.6	0.5535	4.3	0.05564	2.5	0.82	449	16	447	16	438	55	103
a53	4076	82	4	0.22	7775	0.04897	4.0	0.3561	5.0	0.05274	2.9	0.81	308	12	309	13	318	66	97
a54	58307	1298	42	0.03	2422	0.03463	3.6	0.2725	4.2	0.05708	2.0	0.88	219	8	245	9	495	44	44
a55	43380	645	38	0.01	10324	0.06463	4.1	0.4981	4.4	0.05590	1.7	0.92	404	16	410	15	448	38	90
a56	16083	180	12	0.04	28614	0.06984	3.9	0.5329	4.7	0.05534	2.6	0.84	435	17	434	17	426	57	102
a57	26448	300	20	0.01	47805	0.07203	4.0	0.5522	4.4	0.05561	1.8	0.91	448	17	446	16	437	40	103
a58	76093	1116	51	0.01	3493	0.04949	3.9	0.3580	4.3	0.05246	1.8	0.90	311	12	311	12	306	42	102
a59	10984	77	7	0.13	1859	0.09425	4.0	0.7622	5.2	0.05866	3.3	0.77	581	22	575	23	554	73	105
a60	108266	1850	72	0.00	27514	0.04291	3.8	0.3122	4.1	0.05277	1.4	0.94	271	10	276	10	319	32	85

a) within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

b) U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramer's (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb/ (²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

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

Tabelle IV: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe WP5**Table IV: Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample WP5**

Number	²⁰⁷ Pb ^a	U ^b	Pb ^b	Th ^b	²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb ^c	2 σ	²⁰⁷ Pb ^c	2 σ	²⁰⁷ Pb ^c	2 σ	rho ^d	²⁰⁶ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb	2 σ	
	(cps)				(ppm)	(ppm)		U		²⁰⁴ Pb			²³⁸ U		%		²³⁵ U		%
a1	10707	315	16	0.03	14195	0.05240	2.7	0.3874	3.3	0.05362	1.9	0.81	329	9	333	9	355	43	93
a2	3381	114	5	0.11	6445	0.04885	3.2	0.3553	4.7	0.05274	3.4	0.69	307	10	309	12	318	77	97
a3	6369	112	10	0.48	7291	0.07939	3.0	0.6452	4.4	0.05894	3.2	0.68	492	14	506	18	565	70	87
a4	3436	115	5	0.12	2308	0.04884	2.7	0.3415	3.8	0.05071	2.7	0.71	307	8	298	10	228	62	135
a5	3941	59	6	0.56	6707	0.09510	3.4	0.7729	4.5	0.05895	3.1	0.74	586	19	581	20	565	67	104
a6	4803	163	8	0.16	9196	0.04785	3.0	0.3464	4.3	0.05249	3.0	0.71	301	9	302	11	307	68	98
a7	1460	45	2	0.27	2374	0.04794	3.3	0.3444	5.0	0.05211	3.7	0.66	302	10	301	13	290	85	104
a8	9123	291	13	0.04	9188	0.04867	2.7	0.3536	3.8	0.05270	2.7	0.71	306	8	307	10	316	61	97
a9	7588	261	12	0.08	14547	0.04800	3.1	0.3469	4.0	0.05241	2.6	0.76	302	9	302	11	303	59	100
a10	4887	145	6	0.12	9241	0.04035	3.5	0.2955	4.3	0.05312	2.5	0.82	255	9	263	10	334	56	76
a11	2828	103	5	0.16	5426	0.04839	2.8	0.3502	4.6	0.05249	3.7	0.59	305	8	305	12	307	85	99
a12	3421	125	6	0.09	3022	0.04689	2.7	0.3353	4.4	0.05187	3.5	0.61	295	8	294	11	280	80	106
a13	5656	191	9	0.09	11017	0.04887	3.0	0.3524	4.3	0.05231	3.1	0.70	308	9	307	12	299	71	103
a14	36306	46	26	0.86	10020	0.43924	2.7	9.9528	3.1	0.16434	1.4	0.89	2347	54	2430	29	2501	24	94
a15	15970	243	29	0.49	25645	0.10828	3.0	0.9282	4.1	0.06218	2.8	0.73	663	19	667	20	680	61	97
a16	4311	160	7	0.03	8399	0.04743	2.9	0.3374	4.2	0.05159	3.1	0.69	299	8	295	11	267	71	112
a17	12274	200	21	0.43	20906	0.09677	2.8	0.7886	3.5	0.05911	2.2	0.78	595	16	590	16	571	48	104
a18	4824	109	8	0.08	8772	0.07488	2.8	0.5712	4.4	0.05532	3.4	0.65	466	13	459	16	425	75	109
a19	2790	92	5	0.26	5683	0.05051	2.9	0.3467	4.4	0.04977	3.3	0.67	318	9	302	12	184	76	172
a20	7126	249	11	0.02	13155	0.05009	3.1	0.3723	4.2	0.05390	2.8	0.74	315	10	321	12	367	63	86
a21	16675	289	28	0.68	9445	0.06701	3.5	0.5601	4.3	0.06062	2.5	0.82	418	14	452	16	626	53	67
a22	1659	66	3	0.40	3305	0.04704	3.1	0.3269	4.9	0.05039	3.7	0.64	296	9	287	12	213	87	139
a23	19771	522	33	0.23	17419	0.06198	2.6	0.4812	3.1	0.05631	1.7	0.84	388	10	399	10	465	38	83
a24	6378	145	11	0.39	8999	0.07162	3.0	0.5631	4.2	0.05702	2.9	0.72	446	13	454	16	492	65	91
a25	3315	129	6	0.14	6360	0.04836	2.9	0.3501	4.5	0.05251	3.4	0.65	304	9	305	12	308	78	99
a26	3272	134	6	0.22	6536	0.04712	2.9	0.3274	4.0	0.05039	2.7	0.73	297	8	288	10	213	62	139
a27	1640	65	3	0.30	3216	0.04890	3.1	0.3447	5.1	0.05112	4.1	0.61	308	9	301	13	246	94	125
a28	15401	31	11	0.36	11446	0.32966	3.3	6.1473	4.1	0.13524	2.5	0.79	1837	53	1997	37	2167	44	85
a29	3096	104	6	0.15	5781	0.06348	3.0	0.4691	5.5	0.05359	4.7	0.54	397	11	391	18	354	105	112
a30	16598	626	26	0.02	16591	0.04427	2.6	0.3318	3.3	0.05437	2.0	0.79	279	7	291	8	386	45	72
a31	1435	52	3	0.24	2820	0.05258	3.6	0.3690	6.7	0.05091	5.7	0.53	330	11	319	19	237	132	140
a32	821	38	2	0.61	1720	0.04535	2.6	0.2966	7.1	0.04744	6.6	0.37	286	7	264	17	71	157	401
a33	4764	192	9	0.08	9426	0.05063	2.8	0.3552	3.8	0.05088	2.6	0.72	318	9	309	10	235	61	135
a34	3912	163	8	0.23	7462	0.04866	3.7	0.3539	5.3	0.05274	3.8	0.69	306	11	308	14	318	87	96
a35	12315	510	23	0.03	24025	0.04957	3.0	0.3515	3.8	0.05143	2.3	0.79	312	9	306	10	260	53	120
a36	1440	58	3	0.21	2795	0.05094	3.0	0.3623	6.5	0.05158	5.7	0.46	320	9	314	18	267	131	120
a37	1912	80	4	0.21	1117	0.04518	3.5	0.3156	5.7	0.05066	4.6	0.60	285	10	278	14	225	106	126
a38	3599	138	6	0.11	4175	0.04595	2.8	0.3197	4.4	0.05046	3.4	0.63	290	8	282	11	216	80	134
a39	4217	146	7	0.20	7888	0.04472	2.7	0.3316	3.9	0.05378	2.7	0.71	282	8	291	10	362	62	78
a40	16974	233	26	0.15	27493	0.11299	3.1	0.9690	3.9	0.06220	2.4	0.80	690	21	688	20	681	51	101
a41	2871	38	4	0.48	4830	0.10125	3.0	0.8342	4.8	0.05975	3.7	0.63	622	18	616	22	595	81	105
a42	5486	172	8	0.14	10529	0.04783	3.1	0.3398	4.6	0.05153	3.3	0.68	301	9	297	12	265	77	114
a43	17565	326	25	0.23	31719	0.07448	3.2	0.5730	3.8	0.05579	2.0	0.85	463	14	460	14	444	45	104
a44	762	23	1	0.46	692	0.05014	3.4	0.3313	8.9	0.04791	8.2	0.38	315	11	291	23	95	195	332
a45	2198	58	3	0.34	4216	0.04893	3.6	0.3544	6.2	0.05252	5.0	0.58	308	11	308	17	308	114	100
a46	12311	312	14	0.01	23542	0.04824	3.2	0.3501	4.0	0.05263	2.4	0.80	304	10	305	11	313	55	97
a47	6491	54	5	0.23	2389	0.08208	3.4	1.0502	4.2	0.09280	2.5	0.80	509	17	729	22	1484	48	34
a48	5425	74	5	0.09	5279	0.07195	3.4	0.5718	4.9	0.05764	3.5	0.69	448	15	459	18	516	78	87
a49	8602	54	6	0.21	12403	0.10472	3.0	1.0065	3.8	0.06971	2.2	0.80	642	19	707	19	920	46	70
a50	6089	133	6	0.08	9421	0.04927	3.1	0.3503	4.2	0.05157	2.9	0.73	310	9	305	11	266	66	116
a51	3664	74	3	0.05	7135	0.04990	3.2	0.3556	4.8	0.05168	3.6	0.67	314	10	309	13	271	81	116
a52	1361	27	2	0.59	2694	0.05235	2.8	0.3661	4.8	0.05072	3.9	0.59	329	9	317	13	228	90	144
a53	12438	125	11	0.23	21597	0.08955	2.8	0.7158	3.5	0.05797	2.1	0.80	553	15	548	15	529	45	105
a54	4443	20	4	0.50	636	0.06004	6.7	0.3853	18.1	0.05489	16.8	0.37	320	24	334	52	408	377	79
a55	5239	71	3	0.11	6942	0.04433	4.5	0.3731	7.0	0.06104	5.4	0.64	280	12	322	19	641	116	44
a56	2699	48	3	0.58	5256	0.04782	3.0	0.3396	4.7	0.05150	3.7	0.63	301	9	297	12	263	84	114
a57	462	10	4	0.63	1132	0.04847	3.6	0.2720	14.5	0.04070	14.0	0.25	305	14	244	32	-306	358	-100
a58	5111	79	4	0.09	9718	0.04891	3.0	0.3553	4.9	0.05269	3.8	0.62	308	9	309	13	316	87	98
a59	1115	19	1	1.05	2103	0.04632	3.5	0.3246	7.4	0.05082	6.6	0.47	292	10	285	19	233	151	125
a60	3718	56	3	0.15	6021	0.04871	3.3	0.3423	7.1	0.05096	6.3	0.46	307	10	299	18	239	144	128

a) within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

b) U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramer's (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb / (²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

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

Tabelle V: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe **WP6***Table V: Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample **WP6***

Number	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c ²³⁸ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁶ Pb	2 σ %	rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2 σ (Ma)	concentration %
a1	8493	179	14	0.33	15436	0.07244	3.7	0.5543	4.6	0.05550	2.7	0.80	451	16	448	17	433	61	104
a2	7361	150	11	0.14	7411	0.07534	3.8	0.5847	4.3	0.05629	2.1	0.88	468	17	467	16	464	46	101
a3	4751	99	7	0.22	4338	0.07530	3.6	0.5738	4.6	0.05526	2.8	0.79	468	16	460	17	423	63	111
a4	5072	99	7	0.06	9139	0.07666	3.6	0.5906	4.6	0.05588	2.9	0.78	476	16	471	17	447	64	106
a5	11212	258	19	0.17	19987	0.07442	3.5	0.5804	4.4	0.05656	2.7	0.80	463	16	465	17	474	59	98
a6	4536	89	7	0.15	6555	0.08183	3.6	0.6250	5.0	0.05540	3.4	0.73	507	18	493	20	428	75	118
a7	1966	42	3	0.25	3639	0.07819	3.4	0.5866	5.7	0.05441	4.5	0.60	485	16	469	22	388	102	125
a8	5901	126	9	0.04	3782	0.07307	3.8	0.5613	4.6	0.05572	2.6	0.82	455	17	452	17	441	58	103
a9	4325	74	7	0.28	7805	0.09184	3.7	0.7053	4.5	0.05570	2.5	0.83	566	20	542	19	440	56	129
a10	3020	61	5	0.42	5373	0.07419	3.6	0.5796	4.8	0.05666	3.2	0.75	461	16	464	18	478	70	96
a11	15496	536	24	0.01	29630	0.04936	3.7	0.3504	4.3	0.05149	2.1	0.87	311	11	305	11	263	49	118
a12	11975	243	21	0.48	20714	0.07461	3.8	0.5949	4.6	0.05783	2.7	0.82	464	17	474	18	523	59	89
a13	5713	118	9	0.11	10212	0.07730	3.4	0.6014	4.6	0.05643	3.1	0.73	480	16	478	18	469	69	102
a14	4213	88	6	0.13	4788	0.07147	3.8	0.5655	5.1	0.05739	3.5	0.73	445	16	455	19	506	76	88
a15	3446	77	6	0.34	2126	0.07225	3.7	0.5642	5.3	0.05664	3.8	0.70	450	16	454	20	477	83	94
a16	6593	135	10	0.08	11569	0.07607	3.7	0.6015	4.5	0.05735	2.5	0.83	473	17	478	17	505	56	94
a17	6373	131	10	0.06	11645	0.08448	3.4	0.6431	4.3	0.05521	2.6	0.80	523	17	504	17	421	57	124
a18	1979	43	3	0.20	1947	0.07865	4.0	0.6118	5.3	0.05642	3.5	0.76	488	19	485	21	469	77	104
a20	10516	218	15	0.03	18922	0.07227	3.6	0.5579	4.2	0.05599	2.2	0.85	450	16	450	15	452	50	100
a22	4861	120	9	0.05	8961	0.07972	4.1	0.5995	5.7	0.05454	4.0	0.72	494	19	477	22	393	89	126
a23	4669	101	7	0.08	8544	0.07640	3.8	0.5800	4.8	0.05506	2.9	0.80	475	17	464	18	415	64	114
a24	6221	111	11	0.46	10624	0.09395	3.7	0.7612	5.1	0.05876	3.5	0.73	579	21	575	23	558	76	104
a25	8661	140	18	1.05	14124	0.09237	3.9	0.7783	4.5	0.06111	2.1	0.88	570	21	585	20	643	46	89
a26	7605	165	12	0.05	13711	0.07930	3.7	0.6106	4.6	0.05585	2.6	0.82	492	18	484	18	446	58	110
a27	5156	117	8	0.12	9079	0.07514	3.7	0.5882	4.8	0.05678	3.1	0.76	467	17	470	18	483	69	97
a28	9020	335	18	0.01	17419	0.05960	3.5	0.4291	4.1	0.05222	2.2	0.85	373	13	363	13	295	50	127
a29	21718	832	37	0.00	8868	0.04855	3.6	0.3512	4.0	0.05247	1.7	0.90	306	11	306	10	306	39	100
a30	1726	39	3	0.26	3093	0.07919	4.2	0.6121	5.9	0.05605	4.2	0.71	491	20	485	23	454	93	108
a31	5498	125	9	0.11	9768	0.07881	3.7	0.6154	4.4	0.05664	2.5	0.83	489	17	487	17	477	54	102
a32	8836	226	16	0.10	5727	0.07181	3.8	0.5729	4.5	0.05786	2.4	0.85	447	16	460	17	524	52	85
a33	25782	673	47	0.01	35744	0.07640	3.5	0.5969	3.8	0.05667	1.6	0.91	475	16	475	15	479	35	99
a35	5527	155	11	0.03	10212	0.07414	3.4	0.5501	4.3	0.05381	2.5	0.80	461	15	445	15	363	57	127
a36	14049	329	25	0.12	6267	0.07929	3.9	0.6289	4.6	0.05752	2.4	0.85	492	18	495	18	512	53	96
a37	5324	134	10	0.03	9628	0.07777	3.9	0.5971	5.0	0.05568	3.1	0.78	483	18	475	19	440	70	110
a38	6942	161	13	0.38	12239	0.07619	4.1	0.5889	4.9	0.05606	2.7	0.84	473	19	470	19	455	60	104
a39	34579	1004	53	0.01	63194	0.05717	3.8	0.4340	4.1	0.05506	1.5	0.93	358	13	366	13	415	34	86
a40	3259	67	5	0.14	2412	0.07222	3.9	0.5559	5.6	0.05583	4.0	0.69	450	17	449	21	446	90	101
a41	3512	67	5	0.07	6330	0.07794	3.8	0.6005	5.3	0.05588	3.6	0.73	484	18	478	20	448	80	108
a42	68238	44	32	0.33	28158	0.62126	4.0	20.8958	4.3	0.24394	1.6	0.93	3115	99	3134	42	3146	25	99
a43	9041	187	14	0.03	16632	0.08035	3.6	0.6067	4.9	0.05477	3.3	0.73	498	17	482	19	403	74	124
a44	6968	120	9	0.36	12795	0.07349	3.7	0.5558	4.7	0.05485	3.0	0.77	457	16	449	17	406	67	113
a45	3857	14	5	1.15	2769	0.27513	3.7	3.6253	5.5	0.09557	4.0	0.67	1567	51	1555	44	1539	76	102
a46	49330	1245	56	0.00	94382	0.04897	3.7	0.3553	4.0	0.05262	1.3	0.94	308	11	309	11	312	30	99
a47	9683	146	11	0.09	17518	0.07657	3.4	0.5870	4.1	0.05560	2.2	0.84	476	16	469	15	437	49	109
a48	4073	56	4	0.10	7118	0.07859	3.7	0.6244	4.8	0.05762	3.1	0.77	488	17	493	19	515	68	95
a49	22703	314	21	0.02	40520	0.07384	3.7	0.5729	4.2	0.05627	2.0	0.88	459	16	460	16	463	43	99
a50	17844	285	17	0.01	32646	0.06655	3.8	0.5052	4.6	0.05506	2.6	0.82	415	15	415	16	414	59	100
a51	11082	105	13	0.72	18935	0.10125	4.0	0.8232	4.8	0.05897	2.6	0.84	622	24	610	22	566	58	110
a52	3453	45	3	0.32	4830	0.07276	3.8	0.5486	5.3	0.05468	3.7	0.72	453	17	444	19	399	83	113
a53	4077	47	4	0.22	7124	0.07516	3.8	0.5938	5.2	0.05730	3.7	0.72	467	17	473	20	503	80	93
a54	5757	68	5	0.27	10649	0.07419	3.5	0.5552	4.7	0.05428	3.2	0.74	461	16	448	17	383	71	121
a55	9614	170	7	0.00	18478	0.04826	3.6	0.3498	4.1	0.05257	2.1	0.86	304	11	305	11	310	47	98
a56	3213	55	3	0.13	6236	0.05190	3.7	0.3732	5.3	0.05216	3.8	0.69	326	12	322	15	292	88	112
a57	6258	60	5	0.27	5929	0.07659	3.7	0.6009	4.8	0.05691	3.1	0.77	476	17	478	18	488	67	97
a58	25017	421	19	0.00	47902	0.04879	3.6	0.3536	3.9	0.05256	1.5	0.92	307	11	307	10	310	34	99
a59	2680	27	2	0.27	2953	0.07597	3.8	0.6206	5.7	0.05925	4.2	0.67	472	18	490	22	576	92	82
a60	6638	58	4	0.04	11903	0.07732	3.5	0.5996	4.7	0.05624	3.1	0.75	480	16	477	18	462	68	104

a) within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

b) U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramer's (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb / (²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

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

Tabelle VI: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe **WP7****Table VI:** Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample **WP7**

Number	²⁰⁷ Pb ^a	U ^b	Pb ^b	Th ^b	²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb ^c	2 σ	²⁰⁷ Pb ^c	2 σ	²⁰⁷ Pb ^c	2 σ	rho ^d	²⁰⁶ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb	2 σ	
	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	²⁰⁴ Pb	²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb	%		²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb	(Ma)	conc %
a1	29313	472	32	0.04	51705	0.07327	4.4	0.5759	4.6	0.05701	1.3	0.96	456	19	462	17	492	30	93
a2	6754	113	8	0.14	7163	0.07390	4.4	0.5758	5.3	0.05650	3.0	0.83	460	20	462	20	472	66	97
a3	9861	170	12	0.04	13733	0.07603	4.4	0.5850	5.3	0.05580	3.0	0.83	472	20	468	20	445	66	106
a4	15957	264	19	0.05	28419	0.07693	4.4	0.5991	4.7	0.05648	1.8	0.92	478	20	477	18	471	40	101
a5	6327	111	8	0.12	11460	0.07975	4.2	0.6109	5.2	0.05555	3.0	0.81	495	20	484	20	434	67	114
a6	84400	956	97	0.02	135740	0.10975	4.1	0.9427	4.3	0.06230	1.3	0.96	671	26	674	22	684	27	98
a7	7880	158	9	0.04	7940	0.06453	4.6	0.4889	5.1	0.05495	2.2	0.90	403	18	404	17	410	50	98
a8	58201	1158	71	0.02	105556	0.06703	4.8	0.5122	5.1	0.05543	1.7	0.94	418	19	420	18	429	39	97
a9	10211	92	7	0.09	368	0.07409	4.5	0.5758	14.9	0.05637	14.2	0.31	461	20	462	57	467	314	99
a10	9465	178	14	0.31	16946	0.07577	4.1	0.5846	4.7	0.05596	2.3	0.87	471	19	467	18	451	51	104
a11	4619	89	7	0.10	6076	0.07830	4.3	0.5897	5.6	0.05462	3.5	0.78	486	20	471	21	397	78	123
a12	40397	794	51	0.01	72591	0.06937	4.2	0.5358	4.4	0.05602	1.2	0.96	432	17	436	16	453	27	95
a13	3833	75	5	0.18	6886	0.07150	4.3	0.5513	5.8	0.05593	3.9	0.75	445	19	446	21	450	86	99
a14	8373	167	13	0.29	15176	0.07527	4.3	0.5780	4.9	0.05569	2.2	0.89	468	20	463	18	440	49	106
a15	17661	366	21	0.01	32378	0.06272	4.7	0.4750	5.0	0.05493	1.7	0.94	392	18	395	16	409	38	96
a16	10071	156	12	0.16	502	0.07334	4.7	0.5700	9.0	0.05636	7.7	0.52	456	21	458	34	467	172	98
a17	45278	902	63	0.01	33955	0.07568	4.2	0.5947	4.4	0.05699	1.6	0.94	470	19	474	17	491	35	96
a18	6459	129	10	0.20	11674	0.07483	4.3	0.5752	6.0	0.05574	4.2	0.71	465	19	461	23	442	94	105
a19	9694	155	11	0.28	213	0.06280	4.3	0.4911	7.7	0.05671	6.4	0.55	393	16	406	26	480	141	82
a20	11592	241	17	0.06	21071	0.07603	4.5	0.5797	5.2	0.05531	2.6	0.87	472	20	464	19	425	57	111
a21	29673	685	44	0.01	53496	0.06949	4.4	0.5349	4.7	0.05583	1.6	0.94	433	18	435	17	446	37	97
a22	31282	574	45	0.33	12430	0.07289	4.4	0.5923	5.0	0.05893	2.4	0.88	454	19	472	19	564	53	80
a23	8926	199	13	0.07	15919	0.06949	4.4	0.5396	4.8	0.05632	2.0	0.91	433	18	438	17	465	44	93
a24	36008	816	53	0.02	64263	0.07050	4.1	0.5485	4.4	0.05643	1.5	0.94	439	17	444	16	469	33	94
a25	56763	1386	78	0.02	102948	0.06074	4.0	0.4652	4.2	0.05554	1.3	0.95	380	15	388	14	434	29	88
a26	8241	186	13	0.21	14870	0.07188	4.3	0.5506	4.9	0.05555	2.3	0.88	447	19	445	18	434	52	103
a27	42851	1211	68	0.01	78757	0.06136	4.8	0.4630	4.9	0.05472	1.3	0.96	384	18	386	16	401	30	96
a28	18883	505	31	0.02	21222	0.06604	4.1	0.5002	4.3	0.05494	1.5	0.94	412	16	412	15	410	33	101
a29	6528	238	11	0.14	12512	0.04843	4.3	0.3509	5.0	0.05255	2.5	0.86	305	13	305	13	310	57	98
a30	7957	124	13	0.34	4432	0.10291	4.5	0.8558	5.2	0.06032	2.7	0.85	631	27	628	25	615	59	103
a31	42975	1019	65	0.02	78342	0.06982	4.2	0.5318	4.4	0.05524	1.4	0.95	435	18	433	16	422	31	103
a32	6155	153	11	0.33	11078	0.07056	4.3	0.5460	5.1	0.05613	2.8	0.84	439	18	442	19	457	61	96
a33	8691	314	15	0.04	16474	0.05194	4.1	0.3799	4.7	0.05304	2.4	0.86	326	13	327	13	331	54	99
a34	7654	187	14	0.33	13914	0.07190	4.3	0.5483	5.4	0.05532	3.3	0.80	448	19	444	20	425	73	105
a35	37064	938	59	0.02	15500	0.06774	4.1	0.5169	4.3	0.05534	1.5	0.94	423	17	423	15	426	33	99
a36	42903	1362	74	0.01	11915	0.05936	4.7	0.4510	4.9	0.05511	1.5	0.95	372	17	378	16	417	34	89
a37	20877	525	32	0.04	38075	0.06613	4.2	0.5054	4.6	0.05542	1.8	0.92	413	17	415	16	429	39	96
a38	4319	102	8	0.40	7894	0.07209	4.5	0.5477	5.6	0.05510	3.3	0.81	449	20	443	20	416	74	108
a39	7243	162	12	0.51	13156	0.06668	4.3	0.5104	5.0	0.05552	2.6	0.86	416	17	419	17	433	58	96
a40	2867	57	5	0.33	5114	0.07794	4.3	0.6058	5.9	0.05637	4.1	0.72	484	20	481	23	467	91	104
a41	25906	524	37	0.02	46366	0.07544	4.2	0.5857	4.8	0.05631	2.3	0.88	469	19	468	18	465	50	101
a42	2985	36	5	0.78	4908	0.10597	4.4	0.8948	5.9	0.06124	3.9	0.75	649	28	649	29	648	83	100
a43	13933	264	18	0.03	22010	0.07177	4.1	0.5549	4.7	0.05608	2.2	0.88	447	18	448	17	455	49	98
a44	4026	70	5	0.17	7397	0.07583	4.8	0.5714	6.2	0.05465	3.8	0.78	471	22	459	23	398	86	118
a45	44194	789	46	0.01	23397	0.06354	4.4	0.4805	4.8	0.05484	1.7	0.93	397	17	398	16	406	38	98
a46	9865	160	10	0.05	7011	0.06955	4.3	0.5501	4.7	0.05736	1.8	0.92	433	18	445	17	506	40	86
a47	44089	813	59	0.07	41561	0.05639	4.7	0.4267	5.0	0.05488	1.8	0.93	354	16	361	15	408	40	87
a48	24109	377	23	0.02	18090	0.06723	4.4	0.5334	4.8	0.05754	2.0	0.91	419	18	434	17	512	45	82
a49	16097	226	16	0.02	15044	0.07613	4.3	0.5988	4.8	0.05705	2.0	0.91	473	20	476	18	493	44	96
a50	8468	122	8	0.13	15239	0.07114	4.5	0.5485	5.1	0.05592	2.4	0.88	443	19	444	19	449	54	99
a51	8852	122	9	0.05	15848	0.07439	4.2	0.5765	5.1	0.05620	2.9	0.83	463	19	462	19	460	64	100
a52	17461	376	17	0.05	12845	0.04867	4.8	0.3525	7.3	0.05252	5.5	0.66	306	14	307	19	308	125	99
a53	38863	584	37	0.01	70159	0.06826	4.6	0.5243	5.0	0.05571	2.0	0.92	426	19	428	18	441	44	97
a54	18052	229	16	0.04	32075	0.07416	4.4	0.5728	4.8	0.05602	2.1	0.90	461	19	460	18	453	47	102
a55	12791	152	10	0.04	23011	0.07192	4.4	0.5553	4.8	0.05600	2.1	0.90	448	19	448	18	452	46	99
a56	44146	735	38	0.01	82870	0.05598	5.0	0.4129	5.2	0.05350	1.4	0.96	351	17	351	16	350	32	100
a57	3484	42	3	0.21	6342	0.07240	4.4	0.5523	5.5	0.05533	3.2	0.81	451	19	446	20	425	72	106
a58	18212	213	14	0.04	33032	0.07162	4.3	0.5490	4.8	0.05559	2.2	0.89	446	18	444	17	436	48	102
a59	10928	121	8	0.07	19561	0.07278	4.6	0.5577	5.0	0.05558	2.0	0.91	453	20	450	18	435	45	104
a60	15230	170	12	0.02	10069	0.07491	4.2	0.5757	4.8	0.05574	2.3	0.88	466	19	462	18	442	52	105

a) within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

b) U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramer's (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb / (²³⁸U/²⁰⁶Pb x 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

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

Tabelle VII: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe **WP8***Table VII: Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample WP8*

Number	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c ²³⁸ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁶ Pb	2 σ %	rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2 σ (Ma)	conc %
a1	2377	47	4	0.23	3318	0.07499	2.4	0.5542	4.7	0.05359	4.0	0.52	466	11	448	17	354	91	132
a2	110703	3471	151	0.04	211127	0.04711	2.0	0.3393	2.4	0.05224	1.3	0.85	297	6	297	6	296	29	100
a3	3808	73	5	0.10	6865	0.07687	2.7	0.5948	4.2	0.05612	3.3	0.63	477	12	474	16	457	72	104
a4	11084	224	17	0.03	20047	0.08321	2.6	0.6389	3.2	0.05569	1.9	0.81	515	13	502	13	440	42	117
a5	11205	180	21	0.18	16716	0.11731	3.2	0.9399	4.4	0.05811	3.0	0.73	715	21	673	22	534	66	134
a6	42325	1196	61	0.00	54242	0.05556	5.2	0.4109	7.3	0.05364	5.1	0.72	349	18	350	22	356	114	98
a7	7904	151	11	0.05	14001	0.07608	2.6	0.5958	3.9	0.05679	2.9	0.67	473	12	475	15	484	63	98
a8	21554	333	30	0.12	15560	0.09137	2.8	0.7458	3.5	0.05921	2.1	0.80	564	15	566	16	575	46	98
a9	11024	243	16	0.01	20100	0.07033	2.6	0.5359	3.4	0.05526	2.1	0.78	438	11	436	12	423	47	104
a10	10138	351	48	0.28	19443	0.04863	3.3	0.3524	4.0	0.05256	2.3	0.82	306	10	307	11	310	53	99
a11	20635	455	31	0.02	37660	0.07463	2.5	0.5685	3.2	0.05524	2.0	0.77	464	11	457	12	422	45	110
a12	25226	551	39	0.01	45483	0.07699	2.6	0.5939	3.1	0.05595	1.8	0.82	478	12	473	12	450	39	106
a13	21328	627	37	0.01	28582	0.06439	2.6	0.4844	3.3	0.05457	2.1	0.78	402	10	401	11	395	47	102
a14	11858	311	23	0.02	21540	0.07856	3.3	0.5973	4.1	0.05514	2.4	0.81	488	16	476	16	418	54	117
a15	10338	235	18	0.37	18447	0.07203	2.8	0.5610	3.4	0.05649	1.8	0.84	448	12	452	12	472	41	95
a16	8673	172	13	0.08	15255	0.07951	2.5	0.6292	3.7	0.05739	2.8	0.67	493	12	496	15	507	61	97
a17	3778	82	6	0.09	4764	0.07547	2.5	0.5824	3.9	0.05597	3.0	0.63	469	11	466	15	451	67	104
a18	43650	322	21	0.02	25293	0.06934	2.7	0.5498	40.1	0.05439	40.0	0.07	432	14	425	150	387	899	142
a19	11010	229	16	0.16	6742	0.07240	2.3	0.5591	3.0	0.05601	1.9	0.76	451	10	451	11	453	43	100
a20	4695	109	8	0.16	4669	0.07107	3.2	0.5470	5.7	0.05582	4.7	0.56	443	14	443	21	445	105	99
a21	8369	188	14	0.04	15066	0.07896	2.5	0.6120	3.5	0.05622	2.5	0.70	490	12	485	14	461	56	106
a22	8046	191	15	0.47	14614	0.07174	2.8	0.5450	3.5	0.05509	2.1	0.80	447	12	442	13	416	48	107
a23	946	23	2	0.37	1533	0.05890	3.8	0.5408	9.2	0.06290	8.4	0.44	369	14	419	32	705	179	52
a24	13424	385	25	0.01	15713	0.06942	2.8	0.5233	3.7	0.05467	2.4	0.76	433	12	427	13	399	54	109
a26	1813	42	4	0.54	3415	0.07446	2.6	0.5495	5.1	0.05352	4.4	0.50	463	11	445	18	351	99	132
a27	25615	780	50	0.02	47615	0.06868	2.4	0.5138	2.9	0.05426	1.6	0.83	428	10	421	10	382	37	112
a28	4969	119	9	0.09	9137	0.08192	2.6	0.6199	4.1	0.05488	3.2	0.63	508	13	490	16	407	71	125
a29	4575	113	8	0.06	7509	0.07648	2.6	0.5861	4.1	0.05558	3.2	0.63	475	12	468	16	435	72	109
a30	3792	95	7	0.34	6872	0.07173	2.8	0.5499	4.3	0.05560	3.3	0.64	447	12	445	16	437	73	102
a31	30722	1152	54	0.00	58615	0.05177	2.4	0.3773	3.1	0.05285	1.9	0.79	325	8	325	9	322	43	101
a32	2710	66	5	0.17	1329	0.07963	2.7	0.6180	4.5	0.05629	3.5	0.62	494	13	489	17	464	78	106
a33	4437	109	8	0.13	7837	0.07755	2.8	0.6134	4.8	0.05737	3.9	0.58	482	13	486	19	506	86	95
a34	12128	340	25	0.27	15608	0.07034	2.7	0.5467	3.5	0.05636	2.3	0.76	438	11	443	13	467	50	94
a35	6595	456	13	0.45	5602	0.08462	9.1	1.2496	64.2	0.14104	63.6	0.14	506	44	823	448	1847	###	28
a36	6914	197	15	0.15	8117	0.07875	2.3	0.5904	3.6	0.05438	2.7	0.65	489	11	471	14	387	61	126
a37	18059	480	35	0.01	31485	0.07899	2.5	0.6100	3.1	0.05600	1.8	0.81	490	12	484	12	453	40	108
a38	12586	329	23	0.01	21383	0.07671	3.0	0.6047	4.7	0.05717	3.6	0.64	476	14	480	18	498	80	96
a39	13556	364	18	0.01	3036	0.05376	7.7	0.3933	7.9	0.05306	1.8	0.97	338	25	337	23	331	41	102
a40	4534	108	9	0.05	5994	0.08961	2.2	0.6927	4.5	0.05606	3.9	0.50	553	12	534	19	455	86	122
a41	8383	133	21	0.13	4552	0.16321	2.4	1.3641	5.2	0.06062	4.6	0.47	975	22	874	31	626	99	156
a42	9542	176	14	0.03	10554	0.08343	2.8	0.6393	3.6	0.05558	2.3	0.78	517	14	502	14	435	51	119
a43	1726	34	2	0.17	3341	0.07550	2.9	0.5416	5.2	0.05203	4.4	0.56	469	13	440	19	287	99	164
a44	5803	102	7	0.09	6819	0.07693	2.7	0.5898	4.0	0.05561	3.0	0.68	478	13	471	15	437	66	109
a45	10835	183	14	0.25	19567	0.07513	2.7	0.5733	3.5	0.05535	2.2	0.78	467	12	460	13	426	48	110
a46	7669	146	11	0.02	14098	0.07813	2.4	0.5919	3.8	0.05495	2.9	0.63	485	11	472	14	410	65	118
a47	4072	27	5	0.53	6217	0.14983	2.8	1.3635	4.3	0.06600	3.2	0.66	900	24	873	25	806	67	112
a48	11024	229	14	0.01	5084	0.06533	2.4	0.4807	3.3	0.05337	2.2	0.74	408	10	399	11	344	50	118
a49	11028	176	12	0.02	20125	0.07280	2.4	0.5556	3.3	0.05535	2.2	0.74	453	11	449	12	426	50	106
a50	4768	64	5	0.05	8636	0.07565	2.6	0.5778	4.4	0.05539	3.6	0.58	470	12	463	17	428	80	110
a51	66628	1212	64	0.03	28393	0.05690	2.7	0.4233	2.9	0.05395	1.2	0.91	357	9	358	9	369	27	97
a52	4765	65	4	0.08	7691	0.07165	3.1	0.5420	4.2	0.05486	2.8	0.74	446	13	440	15	406	62	110
a53	37996	583	37	0.00	68382	0.06884	3.0	0.5300	3.4	0.05583	1.5	0.89	429	13	432	12	446	34	96
a54	1017	13	1	0.33	1671	0.06868	2.9	0.5241	8.7	0.05534	8.2	0.33	428	12	428	31	426	182	100
a55	8933	105	8	0.05	4706	0.07846	2.6	0.6027	3.6	0.05572	2.4	0.73	487	12	479	14	441	54	110
a56	10514	142	11	0.02	19475	0.08298	3.4	0.6218	3.9	0.05435	1.9	0.88	514	17	491	15	386	42	133
a57	12600	114	13	0.39	18814	0.10159	3.7	0.8335	4.3	0.05951	2.3	0.85	624	22	616	20	586	49	106
a58	5966	66	5	0.06	3869	0.07741	3.4	0.6064	4.7	0.05681	3.3	0.72	481	16	481	18	484	72	99
a59	14063	154	10	0.03	25252	0.06944	2.7	0.5392	3.4	0.05631	2.1	0.79	433	11	438	12	465	47	93
a60	2794	24	1	0.22	345	0.04725	3.9	0.6031	5.8	0.09258	4.3	0.67	298	11	479	22	1479	82	20

a) within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

b) U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramer's (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb / (²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

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

Tabelle VIII: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe **WP9***Table VIII: Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample WP9*

Number	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c ²³⁸ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁶ Pb	2 σ %	rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2 σ (Ma)	conc %
a1	41926	1301	62	0.01	12039	0.05207	3.7	0.3859	3.9	0.05375	1.2	0.95	327	12	331	11	361	28	91
a2	40707	1199	57	0.00	77263	0.05187	3.6	0.3788	4.1	0.05297	2.0	0.88	326	11	326	11	328	45	99
a3	43595	1240	65	0.01	4784	0.05661	4.0	0.4351	4.2	0.05574	1.3	0.95	355	14	367	13	442	30	80
a4	3395	68	6	0.35	6147	0.07882	4.1	0.5969	5.4	0.05492	3.5	0.76	489	19	475	21	409	78	120
a5	15283	512	24	0.01	20611	0.05184	3.6	0.3798	4.3	0.05314	2.4	0.83	326	11	327	12	335	55	97
a6	1704	21	2	0.28	2299	0.08998	4.6	0.9382	8.2	0.07563	6.8	0.56	555	24	672	41	1085	136	51
a7	40116	1812	111	0.01	36173	0.06675	6.4	0.4901	6.5	0.05326	1.4	0.98	417	26	405	22	340	31	123
a8	10432	119	14	0.13	16020	0.12447	3.6	1.1243	4.3	0.06551	2.3	0.85	756	26	765	23	791	48	96
a9	21446	526	30	0.01	38957	0.06312	3.7	0.4818	4.0	0.05536	1.6	0.92	395	14	399	13	427	35	92
a10	5365	167	8	0.08	3399	0.05206	4.0	0.3824	5.4	0.05327	3.7	0.73	327	13	329	15	340	84	96
a11	6688	133	9	0.04	11905	0.07142	3.8	0.5569	4.7	0.05655	2.8	0.81	445	16	449	17	474	62	94
a12	13663	281	19	0.03	24874	0.07250	3.6	0.5529	4.1	0.05531	1.8	0.89	451	16	447	15	425	41	106
a13	8838	138	13	0.46	14872	0.08193	3.9	0.6753	4.4	0.05978	2.1	0.88	508	19	524	18	596	46	85
a14	27837	599	40	0.02	50165	0.07319	3.7	0.5627	4.0	0.05576	1.5	0.92	455	16	453	15	443	34	103
a15	12161	231	18	0.09	11517	0.08285	4.5	0.6718	6.0	0.05881	3.9	0.76	513	22	522	25	560	85	92
a16	24513	593	32	0.01	638	0.05810	5.3	0.4252	6.2	0.05308	3.2	0.86	364	19	360	19	332	72	110
a17	42022	1608	48	0.01	78372	0.03240	19.3	0.2363	19.4	0.05289	2.0	0.99	206	39	215	38	324	46	63
a18	7640	80	10	1.10	611	0.08743	4.1	0.7764	7.8	0.06441	6.6	0.53	540	21	583	35	755	140	72
a19	28695	820	43	0.01	53516	0.05706	3.7	0.4231	4.0	0.05378	1.6	0.92	358	13	358	12	362	35	99
a20	29189	790	41	0.01	1393	0.05564	4.1	0.4151	4.7	0.05411	2.2	0.88	349	14	353	14	376	50	93
a21	23424	710	33	0.01	18647	0.05147	5.1	0.3770	5.7	0.05312	2.5	0.90	324	16	325	16	334	58	97
a22	22304	729	38	0.01	41284	0.05772	7.7	0.4318	8.5	0.05425	3.7	0.90	362	27	364	27	382	83	95
a23	31874	1141	61	0.01	60844	0.05834	8.9	0.4273	9.1	0.05312	1.7	0.98	366	32	361	28	334	38	109
a24	3892	88	7	0.16	7179	0.07800	3.8	0.5859	4.9	0.05448	3.1	0.77	484	18	468	19	391	70	124
a25	16474	426	22	0.01	30163	0.05540	3.8	0.4198	4.1	0.05496	1.6	0.92	348	13	356	12	411	37	85
a26	33357	734	36	0.00	10855	0.05355	4.3	0.3924	4.6	0.05315	1.6	0.93	336	14	336	13	335	37	100
a27	31459	816	36	0.02	5285	0.04798	4.4	0.3415	4.8	0.05163	1.8	0.93	302	13	298	12	269	41	112
a28	45937	1196	66	0.00	47330	0.06051	3.8	0.4689	4.2	0.05621	1.9	0.89	379	14	390	14	461	42	82
a29	16702	511	29	0.00	31117	0.06156	4.1	0.4615	4.6	0.05438	2.2	0.88	385	15	385	15	387	50	100

a) within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

b) U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramer's (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb / (²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

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

Tabelle IX: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe **WP12***Table IX: Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample WP12*

Number	²⁰⁷ Pb ^a	U ^b	Pb ^b	Th ^b	²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb ^c	2 σ	²⁰⁷ Pb ^c	2 σ	²⁰⁷ Pb ^c	2 σ	rho ^d	²⁰⁶ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb	2 σ	
	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	²⁰⁴ Pb	²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb	%		²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb	(Ma)	conc %
a1	1958	28	3	0.71	3329	0.10004	3.0	0.8172	5.4	0.05925	4.5	0.56	615	18	607	25	576	97	107
a2	7838	98	13	0.90	3959	0.10141	3.1	0.8426	4.1	0.06026	2.6	0.77	623	19	621	19	613	56	102
a3	5680	80	9	0.39	4835	0.10382	3.1	0.8594	4.4	0.06004	3.1	0.71	637	19	630	21	605	67	105
a4	43220	567	56	0.05	71068	0.10442	3.1	0.8817	3.4	0.06124	1.3	0.92	640	19	642	16	648	29	99
a5	6788	93	9	0.01	7191	0.10315	2.9	0.8484	3.5	0.05965	2.0	0.82	633	18	624	17	591	44	107
a6	2913	47	5	0.20	4668	0.09626	2.6	0.7655	4.7	0.05768	3.8	0.57	592	15	577	21	518	84	114
a7	2812	43	4	0.18	4928	0.09937	3.0	0.7838	4.3	0.05720	3.2	0.68	611	17	588	19	499	69	122
a8	6872	105	13	0.75	3862	0.09797	3.2	0.8159	4.0	0.06040	2.4	0.80	602	19	606	19	618	52	97
a9	17372	245	24	0.06	28920	0.10240	3.0	0.8554	3.5	0.06059	1.7	0.87	628	18	628	16	625	37	101
a10	2371	17	4	1.48	3235	0.16962	3.1	1.7312	7.4	0.07402	6.7	0.41	1010	29	1020	49	1042	136	97
a11	6945	103	11	0.35	11473	0.09803	3.1	0.8257	4.2	0.06109	2.9	0.73	603	18	611	19	642	61	94
a12	14303	205	22	0.21	23213	0.10392	3.1	0.8789	3.8	0.06134	2.1	0.83	637	19	640	18	651	45	98
a13	6831	96	11	0.22	11336	0.11073	3.2	0.9241	4.5	0.06053	3.1	0.72	677	21	665	22	622	66	109
a14	3777	51	6	0.15	2686	0.11261	3.2	0.9495	4.4	0.06115	3.1	0.72	688	21	678	22	645	66	107
a15	5020	74	8	0.42	8398	0.10272	2.9	0.8531	3.9	0.06023	2.7	0.73	630	17	626	18	612	58	103
a16	21067	280	32	0.22	33875	0.11165	3.0	0.9635	3.5	0.06259	1.7	0.86	682	19	685	17	694	37	98
a17	21629	187	32	0.35	30568	0.15709	3.2	1.5428	3.5	0.07123	1.5	0.91	941	28	948	22	964	30	98
a18	2704	30	4	0.51	4251	0.12666	3.6	1.1230	5.4	0.06430	4.0	0.67	769	26	764	29	752	85	102
a19	275814	924	319	0.02	42373	0.35437	3.0	5.9704	4.1	0.12219	2.8	0.73	1955	50	1972	36	1988	49	98
a20	14036	114	22	0.55	19971	0.16716	3.2	1.6337	3.7	0.07088	1.9	0.86	996	30	983	24	954	39	104
a21	18137	253	26	0.02	29314	0.11188	2.9	0.9606	3.4	0.06227	1.8	0.85	684	19	684	17	683	39	100
a22	9646	77	20	1.33	4405	0.16071	4.9	1.6407	6.7	0.07404	4.6	0.73	961	44	986	43	1043	93	92
a23	167975	173	104	0.38	89411	0.50334	3.2	13.0410	3.4	0.18791	1.2	0.94	2628	70	2683	33	2724	20	96
a24	8432	145	15	0.31	6593	0.09755	3.1	0.8051	3.9	0.05985	2.3	0.80	600	18	600	18	598	51	100
a25	27277	245	37	0.02	38468	0.16289	3.5	1.6026	4.3	0.07136	2.5	0.81	973	31	971	27	968	51	101
a26	11841	94	18	0.39	11477	0.17352	3.0	1.7474	3.8	0.07304	2.4	0.78	1031	29	1026	25	1015	48	102
a27	17756	310	31	0.27	18532	0.09523	2.7	0.7849	3.2	0.05978	1.6	0.86	586	15	588	14	596	35	98
a28	8615	154	16	0.33	14475	0.09760	3.0	0.8069	3.9	0.05996	2.5	0.77	600	17	601	18	602	53	100
a29	4323	33	7	0.63	3400	0.16637	4.4	1.7130	6.1	0.07467	4.3	0.71	992	40	1013	40	1060	87	94
a30	3686	58	7	0.42	4549	0.10462	2.8	0.8694	4.4	0.06027	3.4	0.64	641	17	635	21	613	73	105
a31	2087	34	4	0.26	3677	0.10544	3.6	0.8323	6.2	0.05725	5.1	0.58	646	22	615	29	501	112	129
a32	23145	212	37	0.27	32491	0.16591	3.5	1.6441	4.2	0.07187	2.3	0.84	990	32	987	27	982	47	101
a33	7898	73	12	0.19	11040	0.16493	3.2	1.6398	4.3	0.07211	2.8	0.76	984	29	986	27	989	57	99
a34	9499	181	23	0.78	15964	0.09718	3.2	0.7987	3.9	0.05960	2.3	0.81	598	18	596	18	589	50	101
a35	2209	40	4	0.39	2426	0.10345	3.1	0.8509	5.7	0.05966	4.8	0.55	635	19	625	27	591	103	107
a36	11506	190	21	0.18	18891	0.10780	3.6	0.9119	4.2	0.06135	2.2	0.85	660	23	658	21	651	48	101
a37	5646	51	9	0.34	7201	0.16584	3.0	1.6409	3.9	0.07176	2.4	0.79	989	28	986	25	979	48	101
a38	3287	42	4	0.01	2072	0.11654	3.3	1.0164	4.9	0.06325	3.7	0.66	711	22	712	26	717	79	99
a39	32876	34	21	0.55	6972	0.48878	3.3	11.9828	3.6	0.17780	1.4	0.92	2565	70	2603	34	2632	24	97
a40	3035	48	5	0.20	5300	0.10043	2.9	0.7977	4.5	0.05761	3.5	0.64	617	17	596	21	515	76	120
a41	6438	72	8	0.06	10164	0.11996	3.1	1.0529	4.1	0.06366	2.7	0.75	730	21	730	22	730	57	100
a42	5063	52	6	0.11	8234	0.11003	2.8	0.9435	3.5	0.06219	2.2	0.79	673	18	675	17	681	46	99
a43	187515	129	89	0.48	90724	0.56003	4.0	16.0595	4.2	0.20798	1.3	0.95	2867	92	2880	41	2890	22	99
a44	15547	482	21	0.00	8671	0.04827	3.0	0.3506	4.3	0.05269	3.1	0.70	304	9	305	11	315	70	96
a45	4340	44	5	0.33	7106	0.10402	3.0	0.8818	4.5	0.06148	3.3	0.66	638	18	642	22	656	72	97
a46	31273	456	38	0.22	29104	0.06901	3.8	0.5680	4.4	0.05970	2.2	0.86	430	16	457	16	593	48	73
a47	16805	97	16	0.21	23767	0.16492	3.2	1.6209	3.6	0.07128	1.7	0.88	984	29	978	23	966	36	102
a48	7636	66	8	0.26	12241	0.11566	3.2	1.0022	4.0	0.06285	2.4	0.80	706	21	705	20	703	51	100
a49	193060	255	100	0.37	153971	0.34946	3.1	6.0805	3.4	0.12619	1.5	0.89	1932	51	1987	30	2046	27	94
a50	8707	84	9	0.46	14763	0.09814	3.0	0.8038	3.6	0.05940	2.1	0.82	603	17	599	17	582	45	104
a51	839	17	1	0.20	549	0.05228	4.1	0.3828	8.6	0.05311	7.5	0.48	328	13	329	24	334	170	98
a52	2954	30	3	0.29	4619	0.09270	3.4	0.7335	4.3	0.05738	2.5	0.80	572	19	559	19	506	56	113
a53	24629	193	26	0.57	39852	0.11218	3.0	0.9623	3.4	0.06222	1.6	0.88	685	19	685	17	682	35	101
a54	24330	14	8	0.41	13936	0.51303	3.1	12.4383	3.5	0.17584	1.7	0.87	2670	67	2638	33	2614	29	102
a55	1083	9	1	0.75	844	0.10388	2.9	0.7974	8.6	0.05567	8.0	0.34	637	18	595	39	439	179	145
a56	7245	48	6	0.26	12037	0.12171	3.2	1.0107	4.2	0.06022	2.7	0.77	740	23	709	22	612	58	121
a57	1479	11	1	0.53	2529	0.10792	3.1	0.8761	4.9	0.05888	3.8	0.64	661	20	639	24	563	83	117
a58	15289	183	14	0.04	26391	0.08152	2.9	0.6554	3.4	0.05832	1.8	0.85	505	14	512	14	542	39	93
a59	6150	22	4	0.48	8661	0.16459	3.4	1.6163	5.0	0.07122	3.7	0.68	982	31	977	32	964	75	102
a60	30328	209	23	0.07	49811	0.11765	3.1	0.9943	3.4	0.06129	1.4	0.91	717	21	701	17	649	31	110

a) within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

b) U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramer's (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb / (²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

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

Tabelle X: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe WP13 seq1*Table X: Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample WP13 seq1*

Number	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c ²³⁸ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁶ Pb	2 σ %	rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2 σ (Ma)	conc %
a1	121721	4711	166	0.00	29150	0.03854	3.5	0.2801	3.8	0.05271	1.4	0.93	244	8	251	8	316	32	77
a2	99315	3117	116	0.00	1244	0.03931	2.9	0.2849	3.4	0.05258	1.7	0.86	249	7	255	8	311	39	80
a3	54945	2004	77	0.00	106181	0.04213	2.2	0.3008	2.5	0.05178	1.3	0.86	266	6	267	6	276	30	96
a4	92996	3315	143	0.00	45054	0.04730	1.9	0.3420	2.4	0.05244	1.4	0.81	298	6	299	6	305	32	98
a5	109975	4065	148	0.00	58547	0.03988	2.4	0.2876	2.7	0.05230	1.3	0.88	252	6	257	6	298	29	84
a6	100334	4461	152	0.00	17179	0.03741	3.1	0.2715	3.5	0.05264	1.6	0.89	237	7	244	8	313	35	76
a7	78667	3525	95	0.00	148869	0.02965	4.7	0.2058	6.6	0.05034	4.7	0.70	188	9	190	12	214	140	89
a8	165097	6392	200	0.00	3684	0.03390	3.0	0.2534	4.9	0.05420	3.8	0.62	215	6	229	10	380	86	57
a9	160224	6040	155	0.00	6223	0.02789	4.5	0.2114	5.4	0.05498	2.9	0.84	177	8	195	10	414	66	43
a10	74656	3103	132	0.00	79938	0.04668	2.2	0.3368	2.6	0.05233	1.4	0.84	294	6	295	7	300	32	98
a11	189605	6196	238	0.00	4073	0.04137	8.0	0.3508	10.9	0.06150	7.3	0.74	261	24	305	29	657	158	40
a12	167947	6267	324	0.00	82285	0.05661	3.5	0.4372	4.5	0.05604	2.8	0.78	355	12	368	14	453	63	78
a13	59363	2224	90	0.00	7787	0.04390	2.1	0.3277	2.4	0.05414	1.1	0.88	277	6	288	6	377	25	74
a14	88385	3567	129	0.00	7638	0.03940	2.3	0.2938	2.5	0.05407	0.9	0.93	249	6	262	6	374	21	67
a15	108660	4492	148	0.00	9228	0.03592	2.4	0.2687	3.2	0.05425	2.1	0.76	228	5	242	7	381	46	60
a16	88132	3285	122	0.00	15844	0.04073	2.8	0.3015	3.2	0.05368	1.7	0.85	257	7	268	8	357	38	72
a17	102670	3864	152	0.00	189677	0.04300	3.0	0.3168	3.6	0.05344	1.8	0.86	271	8	279	9	347	42	78
a18	89056	3580	132	0.00	9392	0.04024	3.0	0.2977	3.4	0.05365	1.7	0.87	254	7	265	8	357	38	71
a19	140925	3933	147	0.00	2641	0.03198	2.4	0.2316	3.5	0.05252	2.6	0.69	203	5	214	7	308	58	66
a20	122917	4665	153	0.00	85760	0.03590	4.1	0.2646	4.6	0.05345	2.1	0.89	227	9	238	10	348	48	65
a21	252034	9885	94	0.00	5755	0.00904	22.3	0.1910	28.9	0.15312	18.5	0.77	58	13	177	48	2381	315	2
a22	145236	5909	188	0.00	156477	0.03472	3.0	0.2693	4.4	0.05624	3.2	0.69	220	7	242	10	462	71	48
a23	175232	6993	229	0.00	20747	0.03557	4.1	0.3030	5.2	0.06178	3.2	0.79	225	9	269	12	667	69	34
a24	249953	9242	154	0.00	1497	0.01671	11.1	0.2765	13.5	0.11997	7.7	0.82	107	12	248	30	1956	137	5
a25	169376	5807	208	0.00	2957	0.03867	3.3	0.2901	3.9	0.05442	2.1	0.85	245	8	259	9	388	47	63
a26	230084	8537	119	0.00	2577	0.01433	13.7	0.1944	19.7	0.09838	14.2	0.70	92	13	180	33	1594	265	6
a27	78484	3104	121	0.00	43570	0.04289	2.2	0.3125	2.4	0.05284	1.1	0.90	271	6	276	6	322	24	84
a28	90364	3351	127	0.00	30518	0.04139	2.4	0.3017	2.7	0.05286	1.3	0.89	261	6	268	6	323	29	81
a29	94212	3605	129	0.00	7637	0.03918	2.6	0.2851	3.0	0.05278	1.5	0.87	248	6	255	7	319	34	78
a30	97985	4094	147	0.00	91315	0.03930	3.2	0.2866	3.6	0.05289	1.5	0.90	248	8	256	8	324	35	77

a) within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

b) U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramer's (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb / (²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

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

Tabelle XI: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe **WP13 seq2**

Table XI: Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample WP13 seq2

Number	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c ²³⁸ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²³⁵ U	2 σ %	²⁰⁷ Pb ^c ²⁰⁶ Pb	2 σ %	rho ^d	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2 σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2 σ (Ma)	conc %
a1	253622	9185	72	0.00	19874	0.00787	15.7	0.1642	18.8	0.15139	10.3	0.84	54	8	154	27	2362	176	2
a2	445607	#####	78	0.00	6846	0.00339	4.3	0.2974	4.8	0.63467	2.3	0.88	22	4	264	14	4589	33	0
a3	196848	7442	143	0.00	43310	0.02076	5.3	0.2017	8.6	0.07047	6.8	0.64	132	7	187	15	942	139	14
a4	89152	2942	129	0.00	7247	0.04802	3.7	0.3473	4.1	0.05246	1.8	0.90	302	11	303	11	305	40	99
a5	112037	4274	162	0.00	126058	0.04156	3.7	0.3011	3.9	0.05254	1.2	0.95	263	10	267	9	309	28	85
a6	140213	5384	161	0.00	15322	0.03271	3.9	0.2427	4.3	0.05382	1.9	0.90	207	8	221	9	363	42	57
a7	351518	#####	72	0.00	3875	0.00405	8.9	0.2866	10.5	0.51314	5.5	0.85	26	2	256	24	4279	84	4
a8	230895	7925	73	0.01	1298	0.00893	17.6	0.1499	21.6	0.09740	12.6	0.84	57	10	145	24	1575	236	4
a9	158957	6259	149	0.00	34866	0.02575	5.8	0.2277	10.0	0.06412	8.2	0.58	164	9	208	19	746	173	22
a10	145008	5552	183	0.00	9440	0.03599	3.9	0.2734	4.6	0.06540	2.5	0.85	228	9	245	10	416	55	55
a11	238834	9250	308	0.00	3148	0.03309	7.3	0.6934	18.7	0.15190	17.2	0.39	210	15	535	81	2367	293	9
a12	216444	8837	52	0.00	6460	0.00606	27.0	0.0884	30.2	0.10553	13.6	0.89	39	10	86	25	1724	249	2
a13	237476	#####	235	0.00	82850	0.02355	8.8	0.4740	15.8	0.14598	13.1	0.56	150	13	394	53	2299	225	7
a14	127254	5565	179	0.00	43110	0.03524	4.0	0.2597	4.3	0.05345	1.6	0.93	223	9	234	9	348	37	64
a15	122519	5365	192	0.00	233191	0.03925	3.8	0.2877	4.0	0.05316	1.3	0.94	248	9	257	9	336	30	74
a16	140133	6297	214	0.00	261173	0.03720	3.9	0.2786	4.3	0.05433	1.9	0.90	235	9	250	10	385	42	61
a17	58166	2412	95	0.02	11533	0.04277	3.9	0.3201	4.2	0.05428	1.3	0.95	270	10	282	10	383	29	71
a18	169332	7498	208	0.00	8526	0.03005	5.3	0.2472	6.2	0.05968	3.2	0.86	194	10	224	13	592	70	32
a19	107996	4584	172	0.00	66067	0.04119	3.7	0.3023	3.9	0.05323	1.2	0.95	260	9	268	9	339	27	77
a20	138295	6355	225	0.00	26804	0.03883	4.2	0.2886	4.5	0.05391	1.8	0.92	246	10	257	10	367	41	67
a21	190290	8885	132	0.00	28306	0.04590	6.2	0.1688	10.0	0.07697	7.8	0.62	102	6	158	15	1121	156	9
a22	165926	8720	208	0.00	122862	0.02605	7.1	0.2115	7.6	0.06889	2.7	0.94	166	12	195	14	563	58	29
a23	235905	#####	87	0.00	32062	0.00775	19.1	0.1400	21.9	0.13103	10.6	0.87	50	9	133	28	2112	186	2
a24	88770	4346	165	0.00	24357	0.04163	3.8	0.3032	4.1	0.05283	1.5	0.93	263	10	269	10	321	35	82
a25	120657	5778	225	0.00	9309	0.04256	4.0	0.3119	4.2	0.05316	1.3	0.95	269	10	276	10	336	30	80
a26	247034	#####	73	0.00	40470	0.00574	31.4	0.1298	34.0	0.16479	12.8	0.93	37	12	124	40	2505	216	4
a27	136242	7147	251	0.00	251618	0.03842	4.4	0.2906	4.7	0.05485	1.7	0.94	243	10	259	11	406	37	60
a28	189441	#####	152	0.00	38528	0.01623	7.4	0.1625	10.4	0.07263	7.4	0.74	104	8	153	15	1004	150	10
a29	137979	7184	248	0.00	13495	0.03771	3.9	0.2817	4.2	0.05419	1.5	0.94	239	9	252	9	379	33	63
a30	58079	2705	110	0.00	3762	0.04413	3.7	0.3239	4.0	0.05323	1.5	0.92	278	10	285	10	338	35	82
a31	120201	6144	211	0.00	8456	0.03754	3.9	0.2750	4.2	0.05312	1.5	0.94	238	9	247	9	334	33	71
a32	95119	5189	200	0.00	15378	0.04218	3.7	0.3092	3.9	0.05317	1.2	0.95	266	10	274	9	336	28	79
a33	341512	#####	130	0.00	75431	0.00521	5.0	0.3328	7.0	0.46338	4.8	0.72	33	2	292	148	4129	72	4
a34	150495	8826	256	0.00	107289	0.03167	5.1	0.2550	6.9	0.05840	4.6	0.74	201	10	231	14	545	100	37
a35	204668	#####	235	0.00	3489	0.02194	5.5	0.2212	7.3	0.07342	4.8	0.75	140	8	203	14	1017	98	14
a36	251654	#####	43	0.00	3137	0.00270	128.8	0.0716	###	0.19210	21.4	0.99	17	22	70	93	2761	351	4
a37	213717	#####	116	0.00	226893	0.00999	8.8	0.1407	13.7	0.10214	10.5	0.64	64	6	134	17	1663	194	4
a38	91630	4673	172	0.00	8860	0.04008	3.7	0.2954	4.1	0.05346	1.8	0.90	253	9	263	9	348	40	73
a39	131796	7047	230	0.00	151878	0.03584	3.8	0.2643	4.1	0.05347	1.5	0.93	227	9	238	9	349	35	65
a40	221922	#####	139	0.00	70735	0.01299	12.3	0.1981	15.7	0.11058	9.7	0.79	83	10	184	27	1809	176	5
a41	64926	3117	121	0.00	12818	0.04246	3.7	0.3131	4.0	0.05348	1.3	0.94	268	10	277	10	349	30	77
a42	84792	3944	151	0.00	162186	0.04190	3.8	0.3059	4.0	0.05295	1.5	0.93	265	10	271	10	327	33	81
a43	172884	7585	108	0.00	67579	0.01545	6.2	0.1394	10.0	0.06543	7.9	0.62	99	6	133	13	788	166	13
a44	117381	4879	180	0.00	7900	0.04014	4.1	0.2965	4.5	0.05358	1.8	0.92	254	10	264	11	353	41	72
a45	98301	3862	142	0.00	3530	0.03999	4.1	0.2888	4.3	0.05237	1.5	0.94	253	10	258	10	302	34	84
a46	206733	8315	78	0.00	4221	0.00969	14.7	0.1202	18.5	0.08999	11.1	0.80	62	9	115	20	1425	213	4
a47	148608	6136	179	0.00	21404	0.03193	4.3	0.2444	4.7	0.05544	2.0	0.91	203	8	222	9	430	44	47
a48	134416	5194	179	0.00	29428	0.03760	4.5	0.2836	4.9	0.05470	2.0	0.91	238	10	254	11	400	45	60
a49	134686	4869	156	0.00	28003	0.03492	4.1	0.2684	4.6	0.05574	1.9	0.91	221	9	241	10	442	43	50
a50	141601	4979	173	0.00	30124	0.03799	3.7	0.2848	4.0	0.05437	1.7	0.91	240	9	254	9	386	37	62
a51	121257	4412	147	0.00	12691	0.03635	3.9	0.2652	4.0	0.05290	1.2	0.95	230	9	239	9	325	27	71
a52	166749	5981	132	0.00	18664	0.02391	4.7	0.1961	6.4	0.05949	4.3	0.73	152	7	182	11	585	94	26
a53	137454	4605	144	0.00	11644	0.03416	4.0	0.2615	4.6	0.05552	2.2	0.88	217	9	236	10	433	49	50
a54	122365	4416	137	0.00	88429	0.03399	4.2	0.2482	4.5	0.05297	1.6	0.93	215	9	225	9	327	36	66
a55	155553	5418	121	0.00	56133	0.02445	5.7	0.1937	6.9	0.05746	3.9	0.83	156	9	180	11	509	86	31
a56	115340	3906	142	0.00	220848	0.03990	3.8	0.2909	4.0	0.05287	1.4	0.94	252	9	259	9	323	34	78
a57	239380	6523	132	0.00	1174	0.02047	9.1	0.2559	11.1	0.09066	6.4	0.82	134	12	231	23	1440	121	9
a58	207497	6680	45	0.00	23958	0.00702	15.6	0.0922	20.3	0.09528	12.9	0.77	45	7	90	18	1534	243	3
a59	181668	5477	68	0.00	284363	0.01348	8.5	0.1217	12.1	0.06547	8.5	0.74	86	7	117	13	790	179	11
a60	128497	4001	144	0.00	45494	0.03957	3.7	0.2899	3.9	0.05314	1.5	0.93	250	9	258	9	335	33	75

a) within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

b) U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramer's (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb / (²³⁸U/²⁰⁶Pb x 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

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

Tabelle XII: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe **ARCA seq1***Table XII: Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample ARCA seq1*

Number	²⁰⁷ Pb ^a	U ^b	Pb ^b	Th ^b	²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb ^c	2 σ	²⁰⁷ Pb ^c	2 σ	²⁰⁷ Pb ^c	2 σ	rho ^d	²⁰⁶ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb	2 σ	
	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	²⁰⁴ Pb	²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb	%		²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb	(Ma)	conc %
a1	90809	4344	177	0.00	18689	0.04443	3.6	0.3263	3.9	0.05327	1.5	0.92	280	10	287	10	340	35	82
a2	66628	3394	147	0.00	1761	0.04705	3.8	0.3526	4.3	0.05435	1.9	0.90	296	11	307	11	386	42	77
a3	127140	6466	234	0.00	146208	0.03966	3.5	0.2884	3.8	0.05275	1.5	0.92	251	9	257	9	318	33	79
a4	41151	2005	85	0.00	16981	0.04646	4.9	0.3369	6.4	0.05259	4.1	0.76	293	14	295	17	311	94	94
a5	150665	3776	165	0.00	305	0.04180	3.7	0.2997	5.9	0.05200	4.6	0.62	264	9	266	14	285	105	93
a6	54367	2698	110	0.00	102984	0.04448	3.6	0.3256	4.0	0.05308	1.8	0.90	281	10	286	10	332	41	84
a7	5096	243	12	0.22	9760	0.04777	4.1	0.3456	5.1	0.05247	3.1	0.80	301	12	301	13	306	70	98
a8	17943	768	41	0.41	1490	0.04539	3.4	0.3360	4.1	0.05369	2.3	0.83	286	10	294	11	358	51	80
a9	95056	4654	190	0.00	29583	0.04466	3.7	0.3256	4.0	0.05287	1.5	0.93	282	10	286	10	323	34	87
a10	133960	6925	252	0.00	2276	0.03903	4.0	0.3187	6.2	0.05922	4.6	0.66	247	10	284	15	575	104	43
a11	34345	1651	67	0.00	65143	0.04436	4.0	0.3244	4.4	0.05303	1.9	0.90	280	11	285	11	330	44	85
a12	92316	4683	187	0.00	7614	0.04363	3.6	0.3201	3.8	0.05321	1.1	0.96	275	10	282	9	338	25	81
a13	93124	4729	178	0.00	83444	0.04118	3.7	0.3010	4.0	0.05300	1.4	0.94	260	9	267	9	329	31	79
a14	20319	944	40	0.00	6146	0.04556	3.6	0.3461	3.9	0.05510	1.5	0.92	287	10	302	10	416	34	69
a15	105410	5358	215	0.00	32248	0.04401	3.6	0.3222	3.9	0.05310	1.5	0.92	278	10	284	10	333	35	83
a16	81464	4085	168	0.00	126261	0.04497	3.6	0.3282	3.8	0.05293	1.2	0.95	284	10	288	10	326	28	87
a17	35254	1347	63	0.00	1026	0.04848	4.0	0.4444	4.7	0.06644	2.4	0.86	305	12	373	15	820	50	37
a18	79687	4048	176	0.00	79978	0.04760	3.5	0.3437	3.7	0.05236	1.4	0.93	300	10	300	10	301	31	99
a19	166122	8442	301	0.00	3618	0.03865	3.5	0.2820	3.7	0.05292	1.3	0.94	244	8	252	8	325	29	75
a20	163665	8822	357	0.00	281410	0.04433	3.8	0.3242	4.3	0.05305	2.0	0.89	280	11	285	11	331	44	84
a21	49222	2384	100	0.00	7933	0.04610	3.5	0.3344	3.9	0.05261	1.9	0.88	291	10	293	10	312	42	93
a22	101615	5184	202	0.00	34838	0.04272	3.7	0.3118	4.0	0.05294	1.5	0.93	270	10	276	10	326	34	83
a23	98282	5026	213	0.00	22594	0.04625	3.7	0.3406	4.3	0.05342	2.0	0.88	291	11	298	11	347	45	84
a24	32593	957	42	0.00	390	0.04359	4.5	0.3426	9.5	0.05200	8.4	0.48	275	12	276	23	285	194	96
a25	36641	1852	80	0.00	10546	0.04698	3.7	0.3417	4.1	0.05275	1.7	0.91	296	11	298	11	318	39	93
a26	97621	5023	209	0.00	101427	0.04557	3.4	0.3278	3.8	0.05217	1.7	0.90	287	10	288	10	293	39	98
a27	114728	6087	223	0.00	212474	0.04011	3.7	0.3003	4.8	0.05430	3.0	0.77	254	9	267	11	384	68	66
a28	84116	3600	144	0.00	1113	0.04220	4.2	0.3127	4.7	0.05375	2.1	0.89	266	11	276	12	361	48	74
a29	73832	3656	142	0.00	4908	0.04210	3.9	0.3085	4.3	0.05315	1.8	0.91	266	10	273	10	335	41	79
a30	195833	5756	202	0.00	363	0.03382	9.8	0.2594	10.9	0.05562	4.8	0.90	214	21	234	23	437	106	49

a) within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

b) U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramer's (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb / (²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

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

Tabelle XIII: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe ARCA seq2

Table XIII: Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample ARCA seq2

Number	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b (ppm)	Pb ^b (ppm)	Th ^b U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^c / ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb ^c / ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁷ Pb ^c / ²⁰⁶ Pb	2 σ	rho ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	conc %
b1	53700	2152	95	0.00	1930	0.04738	3.3	0.3418	3.6	0.05233	1.3	0.93	298	10	299	9	300	31	100
b2	89853	3359	129	0.00	821	0.03991	3.6	0.2883	5.1	0.05240	3.6	0.70	252	9	257	12	303	82	83
b3	96404	4360	181	0.00	185648	0.04551	3.5	0.3291	4.2	0.05244	2.4	0.82	287	10	289	11	305	55	94
b4	83892	3898	152	0.00	39073	0.04260	3.7	0.3110	4.1	0.05294	1.9	0.89	269	10	275	10	326	43	82
b5	101051	3951	138	0.00	2666	0.03776	3.5	0.2736	4.1	0.05256	2.1	0.85	239	8	246	9	310	49	77
b6	86622	4022	167	0.00	64536	0.04537	3.4	0.3296	3.6	0.05269	1.3	0.93	286	9	289	9	315	30	91
b7	53606	2305	96	0.00	2795	0.04511	3.5	0.3296	3.8	0.05300	1.7	0.90	284	10	289	10	329	38	87
b8	14564	640	28	0.00	11122	0.04859	3.3	0.3589	4.0	0.05358	2.3	0.82	306	10	311	11	353	51	87
b9	91902	4425	177	0.00	20747	0.04370	3.5	0.3214	4.0	0.05333	1.8	0.89	276	10	283	10	343	42	80
b10	61910	2827	117	0.00	42275	0.04540	3.3	0.3284	3.7	0.05246	1.8	0.88	286	9	288	9	306	41	94
b11	5509	244	13	0.25	3599	0.05291	3.6	0.4068	4.9	0.05577	3.3	0.74	332	12	347	14	443	73	75
b12	6973	326	16	0.28	13188	0.04555	3.5	0.3348	4.3	0.05331	2.6	0.80	287	10	293	11	342	59	84
b13	33554	1679	70	0.00	355	0.04518	3.4	0.3419	3.8	0.05488	1.8	0.88	285	9	299	10	408	40	70
b14	83927	4103	166	0.00	159866	0.04446	3.2	0.3241	3.6	0.05267	1.7	0.88	280	9	285	9	323	40	87
b15	24575	1173	51	0.00	47276	0.04772	3.8	0.3449	4.6	0.05242	2.5	0.83	301	11	301	12	304	58	99
b16	62837	2093	91	0.00	625	0.04443	3.7	0.3301	4.9	0.05388	3.2	0.76	280	10	290	12	366	71	77
b17	51765	2573	109	0.00	29858	0.04636	3.4	0.3387	3.8	0.05299	1.7	0.89	292	10	296	10	328	39	89
b18	72808	3343	140	0.00	976	0.04547	3.4	0.3315	3.8	0.05288	1.7	0.89	287	10	291	10	324	40	89
b19	69272	3451	145	0.00	2720	0.04548	5.2	0.3199	6.1	0.05102	3.3	0.85	287	15	282	15	242	75	119
b20	77833	4082	162	0.00	65831	0.04351	3.5	0.3150	3.9	0.05251	1.7	0.90	275	9	278	10	308	38	89
b24	449566	7558	242	0.00	2056	0.02959	3.8	0.2677	5.6	0.06562	4.4	0.67	488	7	244	42	794	86	24
b22	46382	2232	96	0.00	6195	0.04717	4.4	0.3411	5.1	0.05245	2.4	0.88	297	13	298	13	305	55	97
b23	95348	5270	199	0.00	20793	0.04125	3.2	0.3038	3.5	0.05341	1.5	0.90	261	8	269	8	346	34	75
b24	61544	3137	128	0.00	7238	0.04446	3.3	0.3227	4.0	0.05264	2.2	0.84	280	9	284	10	313	49	89
b25	94925	5324	187	0.00	2381	0.03807	3.2	0.2719	3.6	0.05180	1.6	0.89	241	8	244	8	277	38	87
b26	85698	4803	199	0.00	165816	0.04545	3.4	0.3262	3.7	0.05205	1.5	0.92	287	9	287	9	288	34	100
b27	96954	5535	211	0.00	19639	0.04176	4.2	0.3039	4.9	0.05277	2.5	0.86	264	11	269	12	319	57	83
b28	69746	3851	161	0.00	133857	0.04595	3.2	0.3328	3.5	0.05252	1.5	0.91	290	9	292	9	308	34	94
b29	189326	5122	239	0.00	281	0.04453	3.3	0.3261	4.3	0.05311	2.8	0.76	281	9	287	11	333	64	84
b30	95733	5258	215	0.00	6746	0.04455	3.3	0.3239	3.7	0.05274	1.6	0.90	281	9	285	9	317	37	89
b31	93940	5527	215	0.00	44557	0.04252	3.5	0.3146	3.8	0.05366	1.5	0.92	268	9	278	9	357	34	75
b32	41062	2208	90	0.00	2334	0.04351	5.7	0.3205	7.9	0.05343	5.5	0.71	275	15	282	20	347	125	79
b33	81822	4924	191	0.00	35533	0.04250	3.1	0.3116	3.4	0.05318	1.4	0.92	268	8	275	8	336	31	80
b34	86536	5108	183	0.00	3517	0.03864	3.5	0.2845	3.9	0.05341	1.7	0.89	244	8	254	9	346	39	71
b35	82365	4992	198	0.00	155657	0.04336	3.5	0.3180	3.9	0.05319	1.8	0.89	274	9	280	10	337	41	81
b36	84037	5168	183	0.00	19527	0.03870	3.2	0.2887	3.8	0.05411	2.0	0.84	245	8	258	9	376	45	65
b37	142615	4511	178	0.00	239	0.03634	4.6	0.2862	5.5	0.05313	3.0	0.84	230	10	240	12	334	68	69
b38	97604	3093	428	0.00	322	0.03982	4.2	0.2987	10.9	0.06442	10.4	0.38	252	40	265	26	388	227	65
b39	82502	4494	192	0.00	1744	0.04593	3.6	0.3285	4.0	0.05188	1.7	0.91	289	10	288	10	280	39	103
b40	63395	3909	160	0.00	49981	0.04480	3.3	0.3266	3.7	0.05288	1.6	0.90	283	9	287	9	324	37	87
b41	67193	4219	171	0.00	125987	0.04433	3.4	0.3278	4.2	0.05364	2.4	0.82	280	9	288	11	356	54	79
b42	33274	2193	91	0.00	1751	0.04538	3.8	0.3324	4.1	0.05313	1.7	0.91	286	11	291	11	334	38	86
b43	48735	2862	120	0.00	1571	0.04532	3.3	0.3300	3.7	0.05280	1.7	0.89	286	9	290	9	320	39	89
b44	68194	3610	154	0.00	1275	0.04520	3.8	0.3327	4.3	0.05338	2.0	0.88	285	10	292	11	345	45	83
b45	18503	1170	52	0.00	12401	0.04831	3.3	0.3579	4.1	0.05372	2.4	0.81	304	10	311	11	359	54	85
b46	23580	1585	68	0.00	24328	0.04711	3.6	0.3403	4.2	0.05239	2.3	0.84	297	10	297	11	302	52	98
b47	79133	5273	221	0.00	17100	0.04576	4.0	0.3377	4.5	0.05353	2.1	0.88	288	11	295	12	351	48	82
b48	60908	4097	168	0.00	29914	0.04494	3.7	0.3303	4.0	0.05331	1.6	0.92	283	10	290	10	342	36	83
b49	72474	4795	190	0.00	10367	0.04318	3.8	0.3177	4.2	0.05336	1.8	0.91	273	10	280	10	344	40	79
b50	74771	4855	185	0.00	4840	0.04142	3.8	0.3025	4.1	0.05296	1.7	0.91	262	10	268	10	327	39	80
b51	64043	4368	186	0.00	10953	0.04646	3.8	0.3398	4.1	0.05304	1.6	0.93	293	11	297	11	331	36	89
b52	69670	4894	211	0.00	56739	0.04728	3.5	0.3443	3.8	0.05282	1.5	0.92	298	10	300	10	321	35	93
b53	69025	4657	204	0.00	7473	0.04789	3.4	0.3458	3.6	0.05236	1.3	0.94	302	10	302	10	301	29	100
b54	83502	5960	244	0.00	87994	0.04484	3.2	0.3271	3.5	0.05290	1.4	0.91	283	9	287	9	324	32	87
b55	138723	8471	321	0.00	1433	0.04014	3.8	0.2979	4.7	0.05383	2.7	0.82	254	10	265	11	364	61	70
b56	67978	4642	196	0.00	3991	0.04575	3.6	0.3334	4.0	0.05286	1.8	0.89	288	10	292	10	323	41	89
b57	84130	5737	249	0.00	7860	0.04758	3.2	0.3444	3.6	0.05249	1.5	0.91	300	10	300	9	307	34	98
b58	80807	6019	241	0.00	153937	0.04396	3.4	0.3211	3.7	0.05298	1.4	0.93	277	9	283	9	328	31	85
b59	49678	3489	146	0.00	7055	0.04551	3.9	0.3324	4.5	0.05297	2.1	0.88	287	11	291	11	328	48	88
b60	85521	6542	234	0.00	48868	0.03906	3.3	0.2887	3.6	0.05359	1.4	0.92	247	8	258	8	354	32	70

a) within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

b) U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramer's (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb / (²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

d) Rho is the error correlation defined as err206Pb/238U/err207Pb/235U.

Tabelle XIV: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe AX*Table XIV: Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample AX*

Number	²⁰⁷ Pb ^a	U ^b	Pb ^b	Th ^b	²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb ^c	2 σ	²⁰⁷ Pb ^c	2 σ	²⁰⁷ Pb ^c	2 σ	rho ^d	²⁰⁶ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb	2 σ	
	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	²⁰⁴ Pb	²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb	%		²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb	(Ma)	conc %
a1	19505	662	31	0.05	15255	0.05041	3.1	0.3542	3.9	0.05096	2.4	0.79	317	10	308	10	239	56	133
a2	9893	358	17	0.09	7762	0.04976	2.7	0.3551	3.6	0.05176	2.5	0.73	313	8	309	10	275	56	114
a3	10054	352	16	0.07	19214	0.04916	2.8	0.3559	3.6	0.05251	2.3	0.77	309	8	309	10	308	52	100
a4	6938	248	11	0.08	10288	0.04826	3.0	0.3489	3.6	0.05243	2.0	0.84	304	9	304	10	304	46	100
a5	8698	305	14	0.11	11503	0.04875	2.8	0.3532	3.8	0.05255	2.6	0.74	307	8	307	10	309	59	99
a6	6895	239	11	0.09	8201	0.04868	2.7	0.3526	4.2	0.05253	3.1	0.66	306	8	307	11	309	71	99
a7	10395	346	16	0.11	10029	0.04906	3.2	0.3555	4.6	0.05256	3.3	0.70	309	10	309	12	310	75	100
a8	12189	448	22	0.15	17359	0.04856	2.8	0.3515	3.8	0.05250	2.5	0.74	306	8	306	10	307	58	99
a9	3566	131	6	0.19	4467	0.04838	3.3	0.3510	5.7	0.05262	4.7	0.58	305	10	305	15	312	106	98
a10	5570	186	8	0.08	3154	0.04600	3.1	0.3504	4.2	0.05252	2.9	0.74	290	9	305	11	422	64	69
a11	8415	315	15	0.11	16078	0.04843	3.3	0.3503	4.2	0.05246	2.6	0.79	305	10	305	11	306	58	100
a12	245231	409	227	0.29	61673	0.48771	2.5	11.7630	2.9	0.17493	1.6	0.84	2561	52	2586	28	2605	26	98
a13	40493	1610	68	0.01	16645	0.04600	2.6	0.3382	2.9	0.05332	1.3	0.89	290	7	296	8	342	30	85
a14	5783	225	11	0.11	4776	0.04841	3.2	0.3504	4.7	0.05250	3.5	0.68	305	10	305	12	307	79	99
a15	9101	354	16	0.09	7513	0.04874	3.3	0.3531	4.0	0.05254	2.3	0.82	307	10	307	11	309	52	99
a16	12253	479	22	0.08	23392	0.04900	2.8	0.3551	3.6	0.05256	2.3	0.78	308	9	309	10	310	52	100
a17	8444	303	13	0.07	15896	0.04626	3.2	0.3394	4.1	0.05321	2.5	0.79	292	9	297	10	338	56	86
a18	9657	345	16	0.05	18362	0.04908	3.1	0.3565	4.1	0.05269	2.6	0.76	309	9	310	11	315	60	98
a19	13289	560	26	0.06	25431	0.04880	3.0	0.3531	3.5	0.05248	1.9	0.84	307	9	307	9	306	43	100
a20	11609	460	21	0.09	22104	0.04844	2.9	0.3517	3.8	0.05266	2.4	0.78	305	9	306	10	314	54	97
a21	11350	463	22	0.10	13812	0.04895	2.9	0.3558	4.1	0.05272	2.8	0.72	308	9	309	11	317	65	97
a22	49225	1610	74	0.02	1110	0.04850	2.8	0.3517	3.4	0.05258	1.9	0.83	305	8	306	9	311	43	98
a23	7022	289	12	0.28	13538	0.03946	3.6	0.2834	5.3	0.05209	4.0	0.67	250	9	253	12	289	91	86
a24	8486	351	16	0.11	9839	0.04661	2.9	0.3411	3.8	0.05307	2.4	0.77	294	8	298	10	332	55	89
a25	3044	174	40	0.25	8940	0.05769	3.2	0.2676	7.4	0.03365	6.4	0.45	362	14	244	45	-820	184	-44
a26	24297	994	41	0.02	5681	0.04441	3.0	0.3426	3.9	0.05595	2.5	0.78	280	8	299	10	450	55	62
a27	9552	250	19	0.18	16825	0.07860	3.4	0.6177	4.3	0.05699	2.6	0.80	488	16	488	17	491	56	99
a28	6539	272	12	0.07	12527	0.04854	3.1	0.3517	5.2	0.05255	4.2	0.59	306	9	306	14	310	96	99
a29	9039	385	18	0.06	15555	0.04910	3.6	0.3561	4.5	0.05259	2.6	0.81	309	11	309	12	311	60	99
a30	10908	462	21	0.09	18917	0.04770	2.9	0.3511	3.7	0.05339	2.3	0.78	300	9	306	10	345	52	87
a31	7304	303	14	0.11	8562	0.04871	3.1	0.3527	4.0	0.05252	2.5	0.78	307	9	307	11	308	57	100
a32	6521	292	14	0.10	4743	0.04862	3.3	0.3529	4.3	0.05264	2.8	0.77	306	10	307	11	313	63	98
a33	8722	393	18	0.09	16661	0.04858	3.1	0.3519	3.8	0.05253	2.2	0.82	306	9	306	10	309	50	99
a34	34429	1390	59	0.03	2507	0.04465	2.9	0.3560	3.2	0.05783	1.3	0.92	282	8	309	9	523	28	54
a35	18752	200	24	0.04	23057	0.12460	4.0	1.3200	4.4	0.07683	1.9	0.90	757	28	855	26	1117	39	68
a36	10901	317	20	0.05	15907	0.06839	3.5	0.5227	4.4	0.05543	2.7	0.79	426	15	427	16	430	60	99
a37	10260	448	21	0.11	19472	0.04758	3.1	0.3468	3.7	0.05287	2.1	0.82	300	9	302	10	323	49	93
a38	11474	445	20	0.06	21825	0.04892	3.1	0.3558	4.1	0.05275	2.7	0.75	308	9	309	11	318	61	97
a39	10739	396	17	0.09	20344	0.04459	3.3	0.3250	4.5	0.05287	3.1	0.73	281	9	286	11	323	70	87
a40	10283	379	19	0.24	19831	0.04773	3.0	0.3424	3.9	0.05202	2.5	0.77	301	9	299	10	287	56	105
a41	10561	369	17	0.05	20560	0.04789	2.9	0.3404	3.6	0.05156	2.1	0.82	302	9	298	9	266	47	113
a42	9918	202	15	0.15	6702	0.07239	3.1	0.5757	3.6	0.05767	1.8	0.86	451	13	462	13	517	40	87
a43	7807	261	12	0.07	6761	0.04863	3.1	0.3527	4.3	0.05261	2.9	0.72	306	9	307	11	312	67	98
a44	6249	187	11	0.26	11890	0.04876	2.7	0.3546	4.1	0.05275	3.1	0.67	307	8	308	11	318	69	97
a45	85628	313	164	0.43	73	0.09185	3.7	3.1713	4.3	0.25041	2.2	0.86	566	20	1450	34	3187	35	18
a46	14767	162	19	0.37	24188	0.10509	2.8	0.8874	3.5	0.06124	2.0	0.81	644	17	645	17	648	44	99
a47	6904	167	8	0.07	13167	0.04831	2.9	0.3500	3.7	0.05255	2.2	0.80	304	9	305	10	309	50	98
a48	6211	81	7	0.05	10696	0.08693	2.9	0.6983	3.9	0.05826	2.5	0.76	537	15	538	16	539	54	100
a49	7045	172	10	0.37	4404	0.04887	3.2	0.3545	3.9	0.05261	2.3	0.81	308	10	308	10	312	52	99
a50	10210	210	9	0.04	15559	0.04812	3.1	0.3487	4.2	0.05257	2.8	0.74	303	9	304	11	310	63	98
a51	4560	63	4	0.05	6894	0.07481	2.7	0.5818	3.9	0.05640	2.8	0.69	465	12	466	15	468	63	99
a52	3853	49	4	0.11	6854	0.07476	3.1	0.5822	4.1	0.05648	2.7	0.75	465	14	466	16	471	60	99
a53	7171	151	7	0.08	4283	0.04838	2.8	0.3505	4.4	0.05255	3.4	0.63	305	8	305	12	309	78	98
a54	12022	228	11	0.05	22751	0.05182	3.2	0.3792	3.8	0.05308	2.0	0.85	326	10	326	11	332	45	98
a55	9149	180	8	0.09	5571	0.04853	2.8	0.3526	3.8	0.05270	2.6	0.74	305	8	307	10	316	59	97
a56	4456	32	4	0.27	7131	0.11135	3.1	0.9617	4.8	0.06264	3.7	0.64	681	20	684	24	696	79	98
a57	11659	211	10	0.03	22181	0.04894	3.6	0.3563	4.3	0.05280	2.3	0.85	308	11	309	11	320	52	96
a58	11883	217	10	0.08	22759	0.04836	3.1	0.3497	4.1	0.05245	2.6	0.76	304	9	305	11	305	60	100
a59	5645	104	5	0.12	8983	0.04821	3.2	0.3329	4.5	0.05008	3.1	0.71	304	9	292	11	199	73	153
a60	8942	152	7	0.11	15204	0.05032	2.9	0.3534	3.7	0.05095	2.3	0.79	316	9	307	10	238	52	133

a) within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

b) U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramer's (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb / (²³⁸U/²⁰⁶Pb x 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

d) Rho is the error correlation defined as err²⁰⁶Pb/238U/err²⁰⁷Pb/235U.

Tabelle XV: Ergebnisse der Th-U-Pb LA-ICP-MS Analysen von Zirkonen der Probe SC

Table XV: Results of Th-U-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from sample SC

Number	$^{207}\text{Pb}^{\text{a}}$ (cps)	U^{b} (ppm)	Pb^{b} (ppm)	Th^{b} U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^{\text{c}}}{^{238}\text{U}}$	2 σ %	$\frac{^{207}\text{Pb}^{\text{c}}}{^{235}\text{U}}$	2 σ %	$\frac{^{207}\text{Pb}^{\text{c}}}{^{206}\text{Pb}}$	2 σ %	rho ^d	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 σ (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 σ (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2 σ (Ma)	conc %
a1	29898	609	####	0.00	8314	0.04900	2.4	0.3559	3.3	0.05269	2.2	0.74	308	7	309	9	315	50	98
a2	113764	201	####	0.18	47871	0.33036	2.1	5.1914	2.2	0.11397	0.7	0.95	1840	34	1851	19	1864	13	99
a3	6292	56	####	0.27	10427	0.10385	2.4	0.8714	3.3	0.06086	2.3	0.72	637	14	636	16	634	49	100
a4	64560	1446	####	0.00	7779	0.04125	2.7	0.3080	3.0	0.05416	1.4	0.89	261	7	273	7	378	31	69
a5	23917	254	####	0.35	5694	0.09357	2.8	0.7641	4.9	0.05922	4.0	0.57	577	15	576	22	575	88	100
a6	17917	125	####	0.29	27519	0.12905	2.3	1.1679	2.7	0.06564	1.4	0.85	782	17	786	15	795	30	98
a7	93898	2202	####	0.05	180782	0.04678	2.3	0.3379	2.6	0.05238	1.2	0.88	295	7	296	7	302	28	98
a8	10711	117	####	0.12	13869	0.08748	2.7	0.7035	3.6	0.05832	2.4	0.75	541	14	541	15	542	52	100
a9	12336	140	####	0.23	20771	0.09477	2.3	0.7821	2.8	0.05985	1.5	0.84	584	13	587	12	598	32	98
a10	13639	138	####	0.67	6896	0.09591	2.4	0.7987	3.1	0.06040	2.0	0.78	590	14	596	14	618	42	96
a11	6216	75	####	0.16	10684	0.08683	3.1	0.7035	5.6	0.05876	4.6	0.56	537	16	541	24	558	100	96
a12	88657	2142	####	0.04	170024	0.04741	2.2	0.3435	2.5	0.05255	1.3	0.85	299	6	300	7	309	31	97
a13	9714	100	####	0.15	16206	0.09989	2.7	0.8326	3.4	0.06045	2.0	0.80	614	16	615	16	620	44	99
a14	14937	363	####	0.00	8963	0.04788	3.6	0.3457	5.9	0.05237	4.6	0.61	301	11	302	15	302	105	100
a15	30951	274	####	0.30	13590	0.10131	2.6	0.8527	3.6	0.06104	2.4	0.74	622	16	626	17	641	52	97
a16	8661	93	####	0.16	9043	0.10438	2.6	0.8929	3.6	0.06204	2.5	0.73	640	16	648	17	676	53	95
a17	14208	284	####	0.12	25518	0.07452	2.4	0.5802	3.1	0.05646	2.0	0.77	463	11	465	12	471	44	98
a18	14815	168	####	0.43	24273	0.09774	5.5	0.8209	5.7	0.06091	1.5	0.96	601	31	609	26	636	33	95
a19	90883	2371	####	0.00	16123	0.04654	2.7	0.3432	3.2	0.05349	1.7	0.84	293	8	300	8	350	39	84
a20	11755	200	####	0.04	5161	0.08212	2.6	0.6152	3.8	0.05434	2.8	0.68	509	13	487	15	385	62	132
a21	33999	912	####	0.00	5408	0.05260	2.3	0.3854	2.8	0.05315	1.7	0.81	330	7	331	8	335	38	99
a22	21360	456	####	0.05	21935	0.07492	2.2	0.5866	3.3	0.05678	2.5	0.65	466	10	469	13	483	56	96
a23	95972	2888	####	0.00	33425	0.04587	2.1	0.3350	2.4	0.05296	1.1	0.89	289	6	293	6	327	25	88
a25	44305	1236	####	0.00	8316	0.04888	2.4	0.3558	2.9	0.05279	1.7	0.81	308	7	309	8	320	39	96
a26	60832	148	####	0.06	70	0.13264	3.4	4.9075	5.5	0.26835	4.3	0.62	803	26	1804	47	3296	68	24
a27	82896	2681	####	0.01	16159	0.04754	2.5	0.3428	2.9	0.05230	1.5	0.87	299	7	299	8	299	33	100
a28	7019	20	####	0.34	6272	0.32437	2.2	5.0563	4.8	0.11305	4.3	0.46	1811	35	1829	42	1849	77	98
a29	89318	2643	####	0.01	3335	0.05124	4.1	0.3716	4.7	0.05260	2.4	0.87	322	13	321	13	312	54	103
a30	11044	35	####	0.95	10995	0.28214	2.8	3.9456	4.6	0.10143	3.7	0.60	1602	40	1623	38	1650	68	97
a31	187390	5880	####	0.00	17433	0.01985	6.0	0.1632	7.4	0.05965	4.3	0.81	127	8	154	11	591	93	21
a32	17609	179	####	0.04	14980	0.12305	2.6	1.1052	3.2	0.06514	1.8	0.82	748	18	756	17	779	39	96
a33	9734	183	####	0.06	16999	0.07995	3.3	0.6324	4.5	0.05737	3.0	0.74	496	16	498	18	506	66	98
a34	18195	112	####	0.50	24710	0.17413	2.5	1.7827	3.1	0.07425	1.8	0.81	1035	24	1039	20	1048	37	99
a35	9307	230	####	0.02	3629	0.07851	3.0	0.6212	4.1	0.05738	2.8	0.73	487	14	491	16	506	61	96
a36	24721	651	####	0.03	13799	0.05221	2.5	0.3822	3.0	0.05309	1.7	0.83	328	8	329	9	333	38	99
a37	68388	1848	####	0.02	2506	0.05250	3.4	0.3851	4.0	0.05321	2.1	0.85	330	11	331	11	338	48	98
a38	18442	240	####	0.36	30729	0.08886	4.3	0.7421	6.0	0.06057	4.3	0.71	549	23	564	26	624	92	88
a39	55245	1421	####	0.00	37122	0.04810	2.9	0.3481	3.2	0.05249	1.4	0.91	303	9	303	9	307	31	99
a40	82744	2241	####	0.00	21443	0.03317	4.2	0.2343	4.8	0.05123	2.2	0.89	210	9	214	9	251	51	84
a41	101343	2807	####	0.00	49032	0.03922	3.4	0.2825	3.7	0.05224	1.6	0.91	248	8	253	8	296	36	84
a43	36462	835	####	0.00	6284	0.04796	2.6	0.3476	3.5	0.05257	2.2	0.76	302	8	303	9	310	51	97
a44	9275	190	####	0.11	17293	0.05754	2.1	0.4293	2.9	0.05411	2.0	0.73	361	7	363	9	376	45	96
a45	107497	2189	####	0.00	8782	0.04793	2.4	0.3470	2.8	0.05251	1.3	0.88	302	7	302	7	308	31	98
a46	7610	147	####	0.02	4581	0.05160	2.6	0.3783	3.6	0.05317	2.5	0.72	324	8	326	10	336	57	97
a47	2473	13	####	0.47	3638	0.14287	2.7	1.3374	5.1	0.06789	4.3	0.54	861	22	862	30	865	89	99
a49	22232	117	####	0.19	33870	0.13320	2.4	1.2177	3.7	0.06631	2.8	0.65	806	18	809	21	816	58	99
a50	35711	555	####	0.01	3023	0.05548	2.6	0.4417	3.5	0.05773	2.3	0.74	348	9	371	11	520	51	67
a51	51087	941	####	0.00	93502	0.05196	2.8	0.3809	3.0	0.05317	1.1	0.93	327	9	328	8	336	26	97
a52	48902	829	####	0.00	93875	0.04805	2.2	0.3481	2.8	0.05254	1.7	0.79	303	7	303	7	309	39	98
a53	47367	791	####	0.00	36886	0.04720	2.5	0.3428	3.4	0.05267	2.3	0.74	297	7	299	9	315	52	95
a54	32853	477	####	0.01	2217	0.05219	2.8	0.3830	3.4	0.05322	1.9	0.83	328	9	329	10	338	44	97
a55	6388	49	####	0.62	7755	0.10647	3.0	0.9077	4.7	0.06183	3.6	0.64	652	18	656	23	668	77	98
a56	12986	61	####	0.05	19831	0.13177	3.0	1.1980	3.8	0.06594	2.3	0.80	798	23	800	21	804	47	99
a57	33385	17	####	0.58	8691	0.42803	2.8	8.8018	3.6	0.14914	2.3	0.76	2297	54	2318	34	2336	40	98
a58	16475	241	####	0.00	9797	0.05037	2.1	0.3662	2.7	0.05273	1.7	0.78	317	7	317	7	317	39	100
a59	19252	309	####	0.00	8597	0.04386	2.6	0.3241	3.3	0.05360	2.1	0.77	277	7	285	8	354	48	78
a60	23560	92	####	0.40	35347	0.13613	2.8	1.2635	3.5	0.06732	2.2	0.79	823	22	829	20	848	45	97

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 and are accurate to approximately 10%.

c) Corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramer's (1975) model Pb composition. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculated using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}/(^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \times 1/137.88)$. Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

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

Tabelle XVI: LOI- Glühverluste für RFA-Analyse

Probenbezeichnung	m Tiegel [g]	m Probe [g]	Tiegel + Probe vor Glühen [h]	Tiegel + Probe nach Glühen [g]	LOI [g]	LOI [%]	Diff. [%]	LOI σ [%]
Stabilitate								
wp2	24.3797	0.4975	24.8772	24.8722	0.005	1.01	#NAME?	0.96
wp2	21.9848	0.4985	22.4833	22.4787	0.0046	0.92		
wp3	22.9125	0.4986	23.4111	23.4062	0.0049	0.98	-2.408660352	0.99
wp3	23.7139	0.5066	24.2205	24.2154	0.0051	1.01		
wp5	25.0042	0.5095	25.5137	25.5067	0.007	1.37	-0.283429353	1.38
wp5	22.4224	0.5008	22.9232	22.9163	0.0069	1.38		
wp6	24.3804	0.5	24.8804	24.8752	0.0052	1.04	1.961743669	1.03
wp6	21.9853	0.5001	22.4854	22.4803	0.0051	1.02		
wp7	23.7155	0.5005	24.216	24.212	0.004	0.80	-1.693020284	0.81
wp7	22.9144	0.5044	23.4188	23.4147	0.0041	0.81		
wp12	22.914	0.5003	23.4143	23.4078	0.0065	1.30	-0.039984006	1.30
wp12	23.7157	0.5001	24.2158	24.2093	0.0065	1.30		
wp13	25.0057	0.5012	25.5069	25.5002	0.0067	1.34	1.108935928	1.33
wp13	22.424	0.4992	22.9232	22.9166	0.0066	1.32		
bossost	25.0057	0.5	25.5057	25.501	0.0047	0.94	0.019998	0.94
bossost	22.4252	0.5001	22.9253	22.9206	0.0047	0.94		
mt. Louis andorra	22.9147	0.5022	23.4169	23.4095	0.0074	1.47	-1.581503633	1.49
mt. Louis andorra	23.7155	0.501	24.2165	24.209	0.0075	1.50		
arcalls	24.3811	0.4998	24.8809	24.8751	0.0058	1.16	5.409652712	1.13
arcalls	21.986	0.5003	22.4863	22.4808	0.0055	1.10		
bassies	23.7148	0.5002	24.215	24.2041	0.0109	2.18		
bassies	22.9137	0.501	23.4147	23.404	0.0107	2.14	2.011645199	2.16
soulcem	24.3812	0.5006	24.8818	24.8742	0.0076	1.518178186	14.00496518	1.42
soulcem	21.985	0.5002	22.4852	22.4786	0.0066	1.319472211		
wp8	25.005	0.5002	25.5032	25.5007	0.0045	0.899640144	-0.019994002	0.90
wp8	22.4248	0.5001	22.9249	22.9204	0.0045	0.899820036		
wp9	24.3816	0.5018	24.8834	24.8793	0.0041	0.817058589	7.47546545	0.79
wp9	21.9856	0.5012	22.4868	22.483	0.0038	0.758180367		
ax	22.9133	0.5003	23.4136	23.4085	0.0051	1.019388367	-2.00172375	1.03
ax	23.7151	0.5	24.2151	24.2099	0.0052	1.04		

Tabelle XVII: Resultate der RFA-Analysen aus dem Labor der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

Sample	CO2 (%)	Na2O (%)	MgO (%)	Al2O3 (%)	SiO2 (%)	P2O5 (%)	SO3 (%)	Cl (%)	K2O (%)	CaO (%)	TiO2 (%)	MnO (%)	Fe2O3 (%)	ZnO (%)	Rb2O (%)	SiO (%)	Y2O3 (%)	ZrO2 (%)	Nb2O5 (%)	BaO (%)	Normt. (%)	Compton (%)	Rayleigh (%)	
AX Schnapperelle, WH	1.03	3.276	0.631	16.337	66.96	0.662	0.039	0	7.191	1.201	0.33	0	2.222	0.01	0.032	0.011	0.003	0.021	0.004	0.041	100	93.67	126.36	
Arcalis, Granit, Schnapperelle, WH	1.13	2.631	0.653	15.266	68.884	0.878	0.026	0.043	6.644	1.123	0.202	0	1.386	0.006	0.016	0.028	0.003	0.01	0	0.06	100	97.35	128.39	
Bassiss, Granit, Schnapperelle, WH	2.16	3.097	2.311	18.113	60.773	0.066	0.031	0.019	4.691	2.521	0.678	0.073	5.325	0.01	0.019	0.029	0.009	0.022	0	0.052	100	93.18	122.91	
Bessost, Silt, Schnapperelle, WH	0.94	4.93	4.93	15.696	69.206	1.194	0.056	0.049	6.033	0.617	0.038	0	0.955	0.004	0.02	0.009	0.001	0.001	0.002	0	0.036	100	95.42	132.03
M. Luis, Schnapperelle, WH	1.49	3.28	1.316	16.673	64.361	0.274	0.032	0.017	5.328	2.061	0.456	0.079	4.44	0.008	0.019	0.021	0.005	0.024	0	0.094	100	96.33	124.66	
SC Schnapperelle, WH	1.42	3.864	0.29	16.033	69.567	0.802	0.034	0	5.589	1.059	0.1	0	1.023	0.006	0.022	0.008	0.002	0.007	0	0.023	100	94.32	126.9	
WP12, Schnapperelle, WH	1.3	3.655	0.497	15.816	69.565	0.652	0.03	0.018	6.374	0.823	0.129	0	1.067	0	0.017	0.015	0.002	0.005	0	0.034	100	94.95	127.89	
WP13, Schnapperelle, WH	1.33	4.484	0.231	17.088	68.949	0.54	0.037	0	5.143	1.113	0.081	0	0.87	0.006	0.018	0.006	0.002	0.002	0	0	100	94.66	130.01	
WP8, Schnapperelle, WH	0.9	4.395	0.219	14.48	72.078	0.4	0.025	0	5.411	0.92	0.113	0	0.993	0	0.019	0.009	0.003	0.008	0	0.028	100	95.58	130.52	
WP9, Schnapperelle, WH	0.79	3.012	0.111	14.332	72.291	0.351	0.028	0	7.367	0.485	0.068	0	1.122	0	0.022	0.05	0.003	0.005	0	0	100	97.61	131.46	
WP2, Schnapperelle, WH	0.96	2.73	0.255	15.466	70.314	0.415	0.045	0	8.323	0.52	0.094	0.198	0.568	0	0.032	0.006	0.003	0.007	0	0.031	100	93.2	128.28	
WP3, Schnapperelle, WH	0.99	3.408	0.287	14.964	70.608	0.973	0.04	0.016	6.35	0.929	0.119	0.22	1.004	0.005	0.027	0.008	0.005	0.008	0	0.038	100	94.96	128.6	
WP5, Schnapperelle, WH	1.38	3.301	0.754	16.041	66.517	0.832	0.025	0.016	6.176	1.336	0.405	0.155	2.855	0.008	0.022	0.023	0.004	0.03	0	0.121	100	93.78	125.96	
WP6, Schnapperelle, WH	1.03	3.273	0.332	15.251	69.636	0.519	0.028	0	7.529	0.828	0.166	0	1.265	0.005	0.024	0.017	0.004	0.004	0	0.089	100	94.66	128	
WP7, Schnapperelle, WH	0.81	3.361	0.138	14.629	71.266	0.249	0.032	0	7.741	0.667	0.065	0	0.943	0	0.024	0.01	0.004	0.01	0	0.041	100	95.29	128.66	

Tabelle XVIII: Resultate der RFA-Analysen der UAF

Normalized XRF analyses of Central Pyrenean granites					Analyses May 2015, AIL, UAF													
	340 Ma			300 Ma		unknown												BHVO-1
	Soulcem	Bossöst	Bossöst-Sill	Mt. Louis	Bassiès	Arcalis	WP 2	WP 3	WP 5	WP 6	WP 7	WP 8	WP 9	WP 12	WP 13		(Standard)	
SiO ₂	72.45	71.87	70.99	66.50	62.77	71.87	73.19	72.11	69.24	71.87	73.05	73.26	72.93	71.05	70.38		48.29	
Al ₂ O ₃	15.98	15.00	15.84	16.99	18.36	15.71	15.56	15.94	16.17	15.56	14.90	14.67	14.89	16.50	17.65		16.02	
Fe ₂ O ₃	0.53	1.16	0.92	4.13	5.24	1.30	0.49	0.93	2.63	1.15	0.91	0.93	1.16	1.02	0.80		11.86	
MnO	0.04	0.04	0.04	0.07	0.07	0.04	0.01	0.02	0.03	0.03	0.05	0.02	0.05	0.02	0.01		0.17	
MgO	0.15	0.34	0.21	1.47	2.70	0.63	0.26	0.33	0.79	0.39	0.20	0.29	0.18	0.55	0.23		5.40	
CaO	0.65	0.64	0.50	1.71	2.12	0.95	0.38	0.74	1.11	0.68	0.53	0.74	0.44	0.66	0.92		10.95	
Na ₂ O	5.78	3.97	6.10	4.33	4.14	3.39	3.49	4.35	4.17	4.07	4.06	5.31	3.69	4.49	5.50		3.81	
K ₂ O	4.21	6.66	4.67	4.17	3.82	5.33	6.28	4.84	4.93	5.78	6.05	4.41	6.34	5.18	4.10		0.50	
TiO ₂	0.01	0.12	0.04	0.43	0.72	0.19	0.09	0.11	0.40	0.15	0.09	0.11	0.07	0.13	0.08		2.74	
P ₂ O ₅	0.20	0.19	0.69	0.19	0.06	0.59	0.25	0.64	0.54	0.33	0.16	0.28	0.23	0.39	0.34		0.26	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100		100	
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1797	-	-	-	-		-	
Ba	96	484	200	472	255	372	141	229	742	581	244	133	-	250	-		-	
Ce	-	-	-	221	214	-	-	-	-	-	89	-	-	-	-		-	
Cl	303	92	443	143	191	440	65	76	89	53	-	-	-	138	45		350	
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		166	
Cr	-	-	49	-	42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		326	
Cu	-	26	934	-	-	-	25	22	-	-	23	18	0	85	634		158	
Ga	19	11	12	19	29	22	15	15	15	12	11	13	21	15	21		19	
Nb	-	-	-	9	-	-	-	-	16	-	-	-	-	-	-		-	
Nd	-	-	-	-	101	-	-	-	94	-	-	-	-	-	-		-	
Ni	35	22	31	35	47	43	-	46	-	31	27	34	31	38	37		164	
Pb	36	70	109	32	32	45	39	35	52	50	50	27	43	35	34		-	
Rb	139	168	153	148	166	131	234	202	157	176	175	145	186	126	157		16	
S	18	27	106	20	27	-	18	26	30	17	42	17	25	21	35		147	
Sr	77	192	70	150	214	200	41	56	155	113	76	63	38	94	47		387	
Y	31	-	7	25	47	15	0	30	24	29	30	19	18	9	9		27	
Zn	21	23	22	39	67	32	9	23	35	27	20	26	14	10	26		97	
Zr	29	-	-	151	173	97	48	53	208	35	80	57	41	-	-		195	

Note: LOI not measured; Calibration is off, needs to be redone, but raw analyses are okay.

PANalytical

Results quantitative - Omnia 37mm

Tabelle XIX: Resultate der REE-Analysen

REE of Central Pyrenean Granites												
	PYR-01	PYR-02	PYR-03	PYR-04	PYR-05	PYR-06	PYR-07	PYR-08	PYR-09	PYR-10	PYR-11	PYR-11 (re-run)
	Soulcem Gr	Bossost Gr	Bossost Sill	Bassiès Gr	Arcalis Gr	Ax Granit	Mt Louis Gr	Hosp WP-2	Hosp WP-6	Hosp WP-9	Aston WP-13	Aston WP-13
La	3.90	8.04	1.57	39.13	10.05	33.72	31.32	2.89	8.51	3.90	2.92	2.94
Ce	7.25	15.73	2.94	79.43	21.16	73.35	61.70	6.37	16.82	8.39	5.96	5.97
Pr	0.78	1.82	0.35	9.61	2.64	8.94	7.21	0.79	2.03	1.02	0.77	0.75
Nd	2.60	6.53	1.39	35.78	10.06	32.60	26.66	2.95	7.77	3.63	2.75	2.80
Sm	0.57	1.71	0.32	8.66	3.17	6.59	5.61	0.92	2.14	1.18	1.04	1.06
Eu	0.17	1.12	0.09	1.12	0.81	0.54	1.15	0.26	0.76	0.12	0.22	0.22
Gd	0.61	2.12	0.29	7.86	3.39	4.27	4.87	1.06	2.63	1.23	1.26	1.26
Tb	0.13	0.48	0.06	1.33	0.65	0.58	0.80	0.23	0.55	0.30	0.29	0.29
Dy	0.80	3.35	0.36	8.22	3.73	2.94	4.65	1.60	3.81	2.22	1.83	1.88
Ho	0.13	0.68	0.07	1.68	0.63	0.50	0.93	0.30	0.76	0.47	0.32	0.34
Er	0.35	1.78	0.19	4.63	1.56	1.22	2.56	0.80	2.02	1.44	0.81	0.85
Tm	0.06	0.25	0.03	0.68	0.22	0.19	0.39	0.13	0.30	0.26	0.13	0.13
Yb	0.39	1.48	0.24	4.18	1.29	1.12	2.51	0.86	1.75	1.91	0.78	0.79
Lu	0.06	0.21	0.04	0.62	0.19	0.16	0.38	0.13	0.26	0.30	0.11	0.11
Ba	94	601	222	312	457	327	582	181	682	38	75	74
Th	1.37	2.35	0.41	16.96	3.90	30.46	14.64	2.18	2.94	2.43	0.86	0.84
Nb	7.41	5.40	5.19	13.21	5.42	13.17	11.20	4.00	5.40	2.68	8.55	8.41
Yb	4.22	20.43	1.96	46.01	17.28	13.86	25.73	8.79	22.32	13.16	9.43	9.75
Hf	2.12	0.89	0.60	4.67	2.84	4.39	5.21	1.87	0.98	1.76	0.64	0.48
Ta	0.61	0.70	4.06	1.53	0.49	0.97	1.28	0.78	1.01	0.37	0.80	0.78
U	7.53	2.41	6.97	4.16	3.01	7.81	3.43	1.16	2.09	4.33	4.83	4.75
Pb	26.01	48.51	38.16	18.25	35.17	30.95	14.86	20.27	29.82	26.14	23.76	23.32
Rb	147.80	175.53	154.52	144.86	135.02	246.86	155.45	231.78	177.88	179.03	149.98	150.42
Cs	2.96	6.22	4.72	8.52	4.05	6.79	2.93	5.86	4.70	5.71	3.43	3.44
Sr	75.32	178.24	62.96	191.87	198.55	70.45	148.45	37.28	102.57	31.91	41.22	41.10
Sc	1.79	2.98	0.75	11.03	4.46	4.50	8.93	2.15	2.51	3.67	6.38	6.40
Zr	42.05	27.03	16.18	153.11	86.66	145.28	175.77	40.87	31.01	37.10	16.06	11.73

Angaben in [ppm]

Curriculum Vitae

PERSÖNLICHE DATEN

Name: Stephan Schnapperelle
Geburtsdatum: 20. Dezember 1973
Geburtsort: Dessau
Familienstand: verheiratet

PUBLIKATIONEN

Mertmann, D., Schnapperelle, S. (2015): Eine Rosenbusch-Dünnschliffsammlung in Halle. - *Hallesches Jahrbuch. Bd. 37*: 37-51.

Mezger, J. E., Schnapperelle, S. & Rölke, C. (2012): Evolution of the Central Pyrenean Mérens fault controlled by near collision of two gneiss domes. - *Hallesches Jahrbuch. 34*: 11-30.

Mezger, J.E., Schnapperelle S.& Rölke, C. (2011): The significance of steep regional fault and shear zones for the development of gneiss domes within the variscan core zone of the Pyrenees: strike slip or reverse faults.- *Paper No. 14-6 for GSA-GV-DGG 2011 FRAGILE EARTH international conference, München.*

Rölke, C., Schnapperelle, S. & Mezger, J. E. (2010): Structural and petrological map of the Mérens fault and shear zone, Aston-Hospitalet domes, Central Pyrenees.- *13. Symposium "Tektonik, Struktur- und Kristallingeologie"* (TSK 13), Frankfurt (Main), April 6-12, 2010. *TSK 13 Conference abstracts and field guides*: 49.

Schnapperelle, S., Rölke, C. & Mezger, J. E. (2010): Structural analyses of the Mérens fault and shear zone, Axial zone, Central Pyrenees.- *13. Symposium "Tektonik, Struktur- und Kristallingeologie"* (TSK 13), Frankfurt (Main), April 6-12, 2010. *TSK 13 Conference abstracts and field guides*: 52.

STUDIUM

10/1999 bis 09/2003	Universität Leipzig Diplomstudium Geographie, Schwerpunkt Physische Geographie, kein Abschluss
10/2003 bis 09/2011	Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (MLU) Diplomstudium Geologie und Paläontologie Fachliche Vertiefung im Wahlpflichtfach Lagerstättenkunde Abschluss: Diplom (1,6)
09/2008 bis 03/2009	Diplomkartierung-Thema: „Strukturgeologische und petrologische Kartierung der Mérens Störung im westlichen Aston-Hospitalet-Dom, Zentralpyrenäen (Frankreich, Andorra)“ (1,3)
07/2009 bis 12/2010	Diplomarbeit-Thema: „Gefügekundliche, mikrotektonische Untersuchung der Mérens Scher- und Störungszone im Aston- und Hospitalet-Dom, Zentralpyrenäen (Frankreich, Andorra)“ (1,3)
Seit 2014	Promotionsstudent der Martin-Luther-Universität Halle Wittenberg; Thema: „Mikrotektonische und geochronologische Untersuchungen von Intrusiva in Gneisdomen der Zentralpyrenäen: Eine zeitliche Einordnung der variszischen Hauptdeformationsphase in der Axialzone der Pyrenäen“

PRAKTIKUM

04/05 2008 **DMT Leipzig**
Aufgabengebiet: Ingenieurgeologisches Praktikum, Untersuchung einer ehemaligen Bergbauhalde bei Rottleberrode, Probennahme, bodenphysikalische Untersuchungen, Laborarbeit

SCHULAUSBILDUNG

1980 bis 1990 **15. POS „Rudolf Breitscheid“ in Dessau**

07/1990 bis 07/1993 **Berufsbildende Schulen Bitterfeld I**
07/1993 Abschluss der gymnasialen Oberstufe, Abitur (2,5)

BERUFSAUSBILDUNG

07/1990 bis
07/1993 Ausbildung zum Maschinen- und Anlagenmonteur (Anlagenbau), IHK Abschluss (1,8), **Chemiekombinat Wolfen-Bitterfeld**

03/1996 bis
03/1998 Ausbildung zum Zentralheizungs- und Lüftungsbauer, Gesellenprüfung (2,5), **TERTIA GmbH Wolfen**

WEHRDIENST

10/1993 bis
10/1994 Grundwehrdienst in Brück, Panzerbataillon 423

BERUFLICHE TÄTIGKEITEN

10/1994 bis
01/1996 Montagetätigkeit als Tankschutzmonteur und Heizungsbauer, **SELKE GmbH, Hannover-Altwarmbüchen**

04/1998 bis
10/1999 Arbeitssuchend

05/2004 bis
10/2009 **Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg**
Tutortätigkeit im Fachbereich Allgemeine Geologie (Prof. Dr. H. Heinisch)
Aufgabengebiete: Museumsbetreuung (Geiseltalmuseum Halle)
Betreuung von Kartierkursen (K1, K2), Exkursionsbetreuung,
Gesteinsaufbereitung für geochronologische Untersuchungen

10/2011 bis
02/2013 Arbeitssuchend

seit 03/2013 **Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg**
Wissenschaftlicher Mitarbeiter im Fachbereich Allgemeine Geologie (Prof. Dr. H. Heinisch)

Eidesstattliche Erklärung / *Declaration under Oath*

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe verfasst, keine anderen als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt und die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

I declare under penalty of perjury that this thesis is my own work entirely and has been written without any help from other people. I used only the sources mentioned and included all the citations correctly both in word or content.

Datum / Date

Unterschrift des Antragstellers / *Signature of the applicant*