



universität
wien

MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

„Geochronologie, Geochemie und Petrologie eines Topas-
führenden Orthogneises innerhalb der Monotonen Serie
(Ostrong Einheit, NÖ)“

verfasst von / submitted by

Verena Stockinger, BSc

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Master of Science (MSc)

Wien, 2021 / Vienna 2021

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

A 066 815

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Masterstudium
Erdwissenschaften UG2002

Betreut von / Supervisor:

Univ.-Prof. Dr. Rainer Abart

Mitbetreut von / Co-Supervisor:

Hon.-Prof. Dr. Richard Göd

Kurzfassung

In den 1980er-Jahren wurden weite Teile des österreichischen Anteiles an der Böhmisches Masse in Hinblick auf das Auftreten von Rohstoffen prospektiert (Göd, 1988), wobei eine spurenhafte Topas-Führung in Gerinnen, die den Ostabhang des Ostrongs entwässern, entdeckt wurde. Die in der gegenständlichen Arbeit untersuchten Orthogneise der Monotonen Serie (Ostrong Einheit, Niederösterreich) wurden als die Quelle dieser Topase nachgewiesen, indem mittels RAMAN-Spektroskopie Topase aus Schwermineralkonzentraten aus den Orthogneisen bestimmt und als F-reicher Topas charakterisiert werden konnten. Nach derzeitigem Wissensstand ist dies das einzige Vorkommen Topas-führender Orthogneise innerhalb des gesamten Moldanubikums.

Detaillierte geochemische Untersuchungen der Haupt- und Spurenelemente dieser Gesteine ergaben eine Einstufung als Metagranite oder -rhyolithe mit einem hohen Differenzierungsgrad und S-Typ granitischem Charakter. Sie besitzen einen hohen SiO_2 -Gehalt von 72,8 - 77,3 Gew.%, außerdem ist ein hoher Fluor-Gehalt von bis zu 2760 ppm indikativ und zudem besitzen sie einheitlich einen peraluminösen Charakter.

Die untersuchten Gesteine weisen eine tektonische Überprägung auf und zeigen eine schwache bis gut ausgeprägte Foliation, sowie stellenweise Verfaltungen. Proben, die in der Nähe der tektonischen Grenze der Ostrong zur Drosendorf Einheit genommen wurden, zeigen eine stärkere schernde Deformation mit ausgeprägter mylonitischer Foliation und Streckungslineation. Das Gestein führt durchgehend Sillimanit und jene Proben nahe dieser tektonischen Grenze auch Disthen. Untersuchungen der Mineralchemie mittels Elektronenstrahlmikrosonde zeigen zonierte Plagioklase mit einer Albit-Komponente von etwa 87 – 99 Mol%, die gegen den Korn-Rand zunimmt. Selten tritt Granat auf, jedoch durchgehend in jenen Proben nahe der tektonischen Grenze der Ostrong zur Drosendorf Einheit, welcher Almandin-dominiert ist, keine Zonierung zeigt und als einphasig charakterisierbar ist.

Um das bisher noch unbekanntes Alter der untersuchten Orthogneise zu bestimmen, wurde die U-Pb Datierungsmethode an Zirkonen angewandt und dadurch das erste absolute minimale Alter der Monotonen Serie bestimmt. Die Methodik ergab die Alter von $475,3 \pm 0,5$ Ma, $474,8 \pm 1,3$ Ma und $473,5 \pm 0,8$ Ma. Der kurzprismatische Habitus der untersuchten Zirkone deutet darüber hinaus auf eine plutonische und nicht vulkanische Herkunft der Orthogneise hin. Das Auftreten dieser Gesteine im Schichtverband der Paragneise der Monotonen Serie deutet jedoch auch auf die Möglichkeit einer Entstehung als „Sills“ oder Lakkolithe hin.

Modellierte Phasendiagramme zeigen eine metamorphe Überprägung des Gesteins von 680 °C und 5 – 7 kbar, welche gut mit den bereits bekannten Daten für die Ostrong Einheit übereinstimmt.

Im Vergleich mit anderen Granitoiden des Böhmisches Massivs zeigen sie keine geochemischen und geochronologischen Ähnlichkeiten mit dem Spitz und Dobra Gneis, jedoch starke mit dem Gföhl Gneis und den Moldanubischen Granuliten, wovon der untersuchte Orthogneis lediglich ein höher differenziertes Produkt der selben magmatischen Quelle sein könnte.

Im Rahmen dieser Arbeit wird vorgeschlagen, dem untersuchten Orthogneis den Namen *Laimbach Gneis* zu geben.

Danksagung

Manchmal eröffnen sich einem Dinge, die man sich vorher nie auch nur gedacht hätte.

Dass ich meine Masterarbeit über ein so vielschichtiges, interessantes Thema und das noch dazu in einer mir so lieben Gegend machen durfte, verdanke ich Richard Göd. Überdies ich mich für seine unermüdliche und zeitraubende Betreuung bedanke. Dank Bernhard Grasemann konnte auch eine strukturgeologische und tektonische Betrachtung in die Arbeit einfließen, die die anderen Bereiche wunderbar ergänzt und erweitert haben. Außerdem möchte ich mich bei Rainer Abart bedanken für sein stets offenes Ohr und seine Unterstützung in der Petrologie und den Modellierungen. Vielen Dank an Manfred Linner von der Geologischen Bundesanstalt für viele interessante, lehrreiche und klärende Gespräche und bei Christoph Iglseider für seine große Hilfe die aufgetretenen zeitlichen und organisatorischen Probleme für die Zirkon-Altersdatierung zu bewältigen und zu lösen, um ein rechtzeitiges Abschließen der Arbeit möglich zu machen. Ebenso vielen Dank an Urs Klötzli für die Betreuung der Zirkon-Altersdatierung und den umfassenden Gesprächen darüber. Danke auch an Franz Biedermann und Marianne Schwarzinger für die Unterstützung in der Probenpräparation, an Peter Nagl für die Durchführung der Röntgenfluoreszenzanalytik, an Franz Kiraly für die Analytik mit der Elektronenstrahlmikrosonde, an Lutz Nasdala für die Untersuchungen mit der RAMAN Spektroskopie und an Jiri Slama für die Durchführung der Zirkon-Altersdatierung. Dank Goran Batic vom Naturhistorischen Museum Wien mit einem Cobra Bohrhammer konnten bei der Probennahme frische, kaum verwitterte Stücke aus großen Gesteinsblöcken genommen werden.

Vielen Dank an die Österreichische Akademie der Wissenschaften, die diese Arbeit finanziell gefördert hat.

„Treue Lieb hilft alle Laster heben.“ (Friedrich Schiller)

Danke, meine Familie, ohne die diese ganze Arbeit nicht möglich gewesen wäre. Die immer für mich da ist, ob strahlender Sonnenschein oder dunkelste Nacht.

„Wer immer strebend sich bemüht...“

Johann W. v. Goethe

*„Und setzet ihr nicht das Leben ein,
Nie wird euch das Leben gewonnen sein.“*

Friedrich Schiller

Abstract

In the 1980s, large parts of the Austrian part of the Bohemian Massif were prospected for the occurrence of raw materials (Göd, 1988), and a trace content of topaz was discovered in channels draining the eastern slope of the Ostrong. The Monotonous Series orthogneisses (Ostrong unit, Lower Austria) investigated in the present work were proven to be the source of these topazes by using RAMAN spectroscopy to determine topazes from heavy mineral concentrates from the orthogneisses and characterizing them as F-rich topaz. According to current knowledge, this is the only occurrence of topaz-bearing orthogneisses within the entire Moldanubian.

Detailed geochemical investigations of the main and trace elements of these rocks resulted in a classification as metagranites or -rhyolites with a high degree of differentiation and S-type granitic character. They have a high SiO₂ content of 72.8 - 77.3 wt.%, moreover a high fluorine content of up to 2760 ppm is indicative and furthermore they uniformly show a peraluminous character.

The studied rocks show a tectonic overprint and exhibit weak to well-developed foliation, as well as folding in parts. Samples taken near the tectonic boundary of the Ostrong to Drosendorf Unit show stronger shear deformation with pronounced mylonitic foliation and stretching lineation. The rock carries sillimanite throughout and those samples near this tectonic boundary also kyanite. Mineral chemistry studies with the electron probe micro analyzer show zoned plagioclase with an albite component of about 87 - 99 mol%, increasing towards the grain margin. Garnet occurs rarely, but consistently in those samples near the tectonic boundary of the Ostrong to Drosendorf Unit, which is almandine-dominated, shows no zoning and can be characterized as single-phase.

To determine the previously unknown age of the studied orthogneisses, the U-Pb dating method on zircons was applied, revealing the first absolute minimum age of the Monotonous Series. The methodology yielded the ages of 475.3 ± 0.5 Ma, 474.8 ± 1.3 Ma, and 473.5 ± 0.8 Ma. Furthermore, the short prismatic habit of the studied zircons indicates a plutonic rather than volcanic origin of the orthogneisses. The occurrence of these rocks in the stratigraphic association with the paragneisses of the Monotonous Series, however, also indicates the possibility of an origin as "sills" or laccoliths.

Modelled phase diagrams show metamorphic overprinting of the rock at 680 °C and 5 - 7 kbar, which agrees well with previously known data for the Ostrong Unit.

In comparison with other granitoids of the Bohemian Massif, they show no geochemical and geochronological similarities to the Spitz and Dobra gneisses, but strong ones with the Gföhl Gneiss and the Moldanubian Granulites, of which the studied orthogneiss could be only a higher differentiated product of the same magmatic source.

In the context of this work it is proposed to give the investigated orthogneiss the name *Laimbach Gneis*.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	1
Danksagung	2
Abstract	3
1. Einleitung	5
2. Geologischer Rahmen	6
2.1 Die Variszische Orogenese und die Böhmisches Masse	8
2.2 Das Moldanubikum, ein Teil der Böhmisches Masse	8
3. Methodik	11
3.1 Geländearbeit und Polarisationsmikroskopie	11
3.2 Röntgenfluoreszenzanalyse	11
3.3 ICP-MS und Ionenchromatographie	12
3.4 Elektronenstrahlmikrosonde	13
3.5 Schwermineralkonzentrate und RAMAN Spektroskopie	13
3.6 Geochronologie	13
3.7 Phasendiagramme	16
4. Ergebnisse	17
4.1 Geländearbeit	17
4.2 Makroskopische Gesteinsbeschreibung	27
4.2.1 Sillimanit-Quarz-Aggregate	29
4.3 Polarisationsmikroskopie	31
4.3.1 Sillimanit-Quarz-Aggregate	35
4.4 Geochemie	37
4.4.1 Vergleich mit anderen Granitoiden des böhmischen Massivs	41
4.5 Mineralchemie	46
4.6 Schwermineralkonzentrate und RAMAN Spektroskopie	57
4.7 Geochronologie	58
4.8 Phasendiagramme	61
5. Diskussion	64
6. Schlussfolgerungen	69
Literaturverzeichnis	71
Abbildungsverzeichnis	76
Tabellenverzeichnis	79
Anhang	79

1. Einleitung

In den 80-er Jahren wurden weite Teile des österreichischen Anteiles an der Böhmisches Masse im Hinblick auf das Auftreten von Rohstoffen prospektiert (Göd, 1988, 1989). Eine der dabei angewandten Methoden betraf die mineralogische Untersuchung von Schwermineralkonzentraten aus Bachsedimenten. Insgesamt wurde eine Fläche von ca. 2900 km² erfasst und dabei rund 3600 solcher Konzentrate mineralogisch analysiert.

Ein Teilergebnis dieser Arbeiten war das Auffinden einer spurenhafte Topasführung in Gerinnen, die den Ostabhang des Ostrong entwässern. Diese Topasführung ist die einzige, die im Verlaufe der angeführten Prospektionsarbeiten aufgefunden wurde und stellt für sich eine Besonderheit dar. Wie der geologischen Karte ÖK 36, Blatt Ottenschlag, 1:50000 zu entnehmen ist (Fuchs & Fuchs, 1986; Fuchs et al., 1990), treten in diesem Bereich leukokrate Orthogneise auf. Im Rahmen einer Bachelorarbeit konnten diese Gesteine als Ursprung der Topasführung in den Bachsedimenten nachgewiesen werden (Graf, 2017). Nach derzeitigem Wissensstand ist dies das einzige Vorkommen Topas-führender Orthogneise innerhalb des gesamten Moldanubikums.

Diese Arbeit hat zum Ziele, eine petrologische, geochemische sowie strukturgeologische Charakterisierung dieses Gesteins vorzunehmen. Außerdem soll eine in-situ U-Pb Datierung an Zirkonen das Alter des Gneises bestimmen, welches das erste absolute Alter für die Monotone Serie innerhalb Österreichs ergäbe. Mit den dadurch gewonnen Erkenntnissen soll auch eine Klärung der Frage möglich sein, ob es sich dabei um Metagranite („plutonische Einschaltung“) oder um Metarhyolithe („vulkanische Einschaltung“) handelt. Eine anschließende Gegenüberstellung mit weiteren Granitoiden des Moldanubikums und vergleichbaren Einheiten soll klärend beitragen zum Verständnis der Stellung und Entwicklung der Monotonen Serie sowie des großtektonischen Rahmens.

Es wird dabei vorgeschlagen, dem untersuchten Orthogneis einen Namen zu geben:

Laimbach Gneis

Nach der Ortschaft *Laimbach am Ostrong* (UTM33 5090460, 5351518N) zentral bei den Vorkommen dieses Gneises.

2. Geologischer Rahmen

Als Teil der Ostrong Einheit in der Böhmisches Masse, gehört das untersuchte Gebiet im großen Sinne zu dem variszischen Orogen (Abb. 1), das nach den variskischen Germanen benannt wurde (Schuster et al., 2015), und stellt somit den geologisch ältesten Teil Österreichs dar. Mit ihrem Entstehungsbeginn nach der variszischen Orogenese ab etwa 300 Ma sind die Alpen deutlich jünger (für eine Übersicht siehe Schuster & Stüwe, 2010). In Österreich ist dieses Orogen in die zwei tektonischen Einheiten Moldanubikum und Moravikum eingeteilt, wobei das Moravikum den kleinsten Teil ausmacht (Schuster et al., 2015). Das Moldanubikum, das als exhumierter Kern des variszischen Orogens gesehen wird (z.B. Schantl et al., 2019), ist in die drei generell nach Osten einfallenden Einheiten Ostrong Einheit (Monotone Serie), Drosendorf Einheit (Bunte Serie) und Gföhl Einheit eingeteilt, wobei hier die jeweils älteren Namen in Klammer gesetzt sind (Petrakakis et al., 2018).

In der Ganzheit betrachtet zieht sich die Böhmisches Masse, die wiederum nur ein Teil der Varisziden ist, nach Süden bis hin zum niederösterreichischen Waldviertel, dem oberösterreichischen Mühlviertel und dem Sauwald bis abschnittsweise südlich der Donau (Tollmann, 1985).

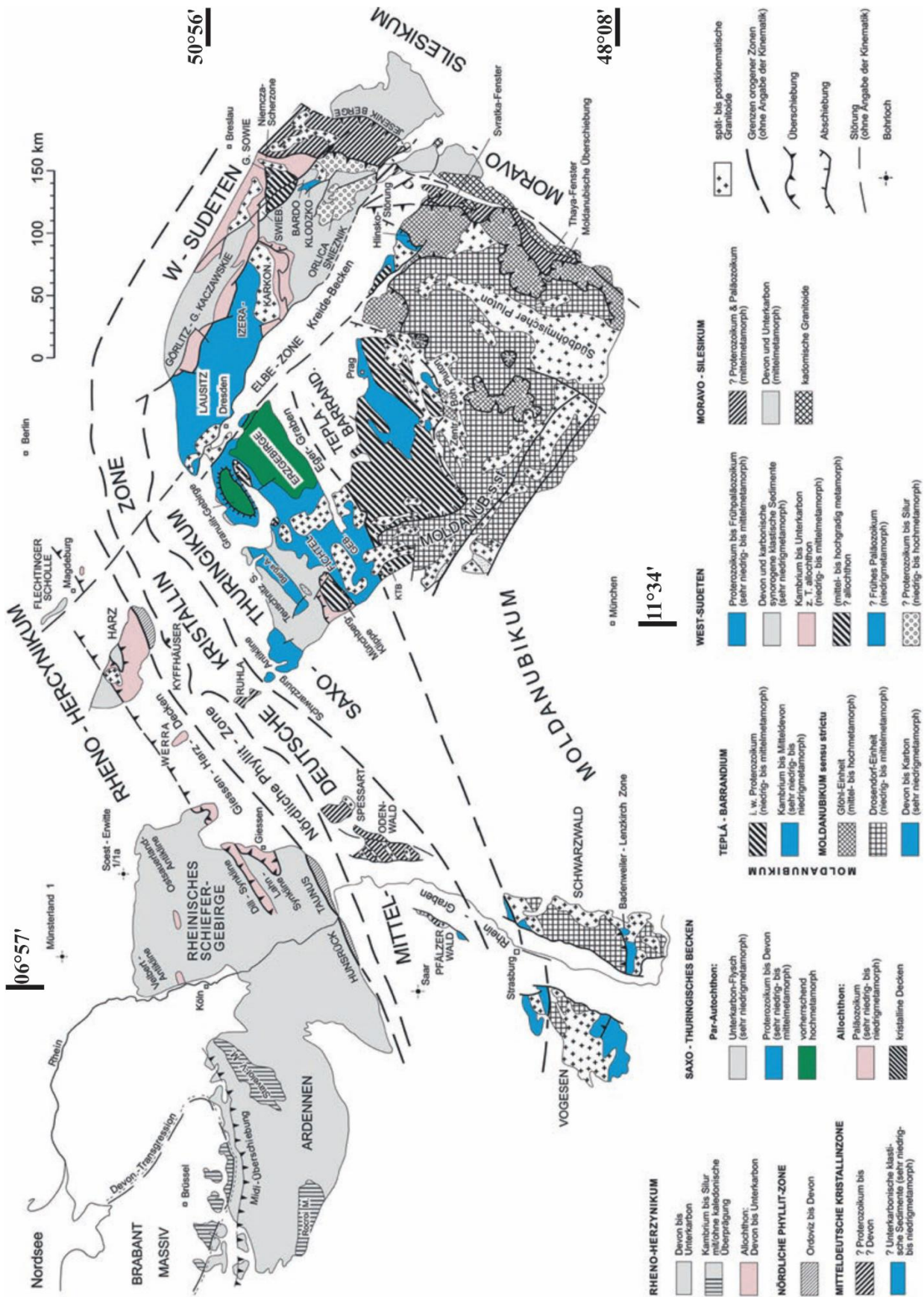


Abb. 1: Strukturelle Einheiten des variszischen Orogens in Mitteleuropa. Bearbeitet nach Bahlburg & Breitkreuz (2017; nach Franke, modifiziert nach Dallmeyer et al. 1995).

2.1 Die Variszische Orogenese und die Böhmisches Masse

Ausgangspunkt der Bildung der Varisziden war vor etwa 430 Millionen Jahren eine Situation, die in die Ausbildung des Superkontinentes Pangaea münden sollte. Die beiden großen Kontinente Gondwana und Laurussia konvergierten zueinander und kollidierten schließlich zu unterschiedlichen Zeiten an unterschiedlichen Stellen, wobei Gondwana unter Laurussia subduziert wurde. Zu einem kleineren Anteil wurde dabei jedoch auch kontinentale Kruste von Laurussia subduziert (Kroner & Romer, 2013). Der diese beiden Kontinente zuvor trennende Rheische Ozean wurde dadurch geschlossen. Um 340 Millionen Jahre vor heute kam die Subduktion zu ihrem Ende. Eine isothermale Exhumierung der tief subduzierten Kontinentalkruste löste diese ab. Diese Exhumierung war die Quelle der spätvariszischen Hochtemperatur-Metamorphose und des massiven, kogenetischen granitischen Magmatismus (Petračák, 1997; Wessely, 2006; Kroner & Romer, 2013; Schulmann et al., 2014).

Die seitdem angehende Abtragung und Verwitterung formten die Böhmisches Masse zu einem niedrigeren Mittelgebirge, dessen Niveau durchschnittlich 500 bis 800 m beträgt. Überdies wurden durch diese über 300 Millionen Jahre langen, das Gebirge ebennenden, Prozesse dessen tieferen Krustenteile freigelegt und stehen mit uns nun direkt unter unseren Füßen in Kontakt (Fuchs et al., 1990; Wessely, 2006).

2.2 Das Moldanubikum, ein Teil der Böhmisches Masse

Mit seinen drei Einheiten stellt das Moldanubikum (Abb. 2) einen Deckenstapel dar, wobei es von einem steigenden Metamorphosegrad von der liegenden Ostrong Einheit bis zur hangenden Gföhl Einheit geprägt ist. Es zeigt ein generelles NNO-SSW-Streichen (Fuchs & Matura, 1976). In seinem westlichsten Teil wurde das Moldanubikum vor etwa 330 bis 300 Ma (Friedl, 1997; Wessely, 2006; Zeitlhofer et al., 2016) von granitischen Gesteinen des Südböhmischen Batholithes intrudiert, hingegen im Osten wurde es über Gesteine der Moravo-Silesischen Einheit geschoben (Suess, 1912; Petračák et al., 2018). Im Gesamten stammt dieser Deckenstapel ursprünglich von den nördlichsten Teilen von Gondwana, nämlich Armorika/Galatia, und nicht von Laurussia (Kroner & Romer, 2013; Finger & Schubert, 2015). Bevor die variszische Orogenese einsetzte, trug sich ein kambro-ordovizisches Grabenbildungsereignis zu. Durch die damit verbundene Extension bildete sich ein erweiterter Schelf, der Armorikanische Sporn (= Armorika/Galatia). Magmen intrudierten begleitend in den von interner Extension beanspruchten Armorikanischen Sporn. Als dann die variszische Gebirgsbildung begann, wurde dieser Sporn subduziert und über die Orogenese komplett überarbeitet (Pin & Marini, 1993; Kroner & Romer, 2013; Stephan et al., 2019).

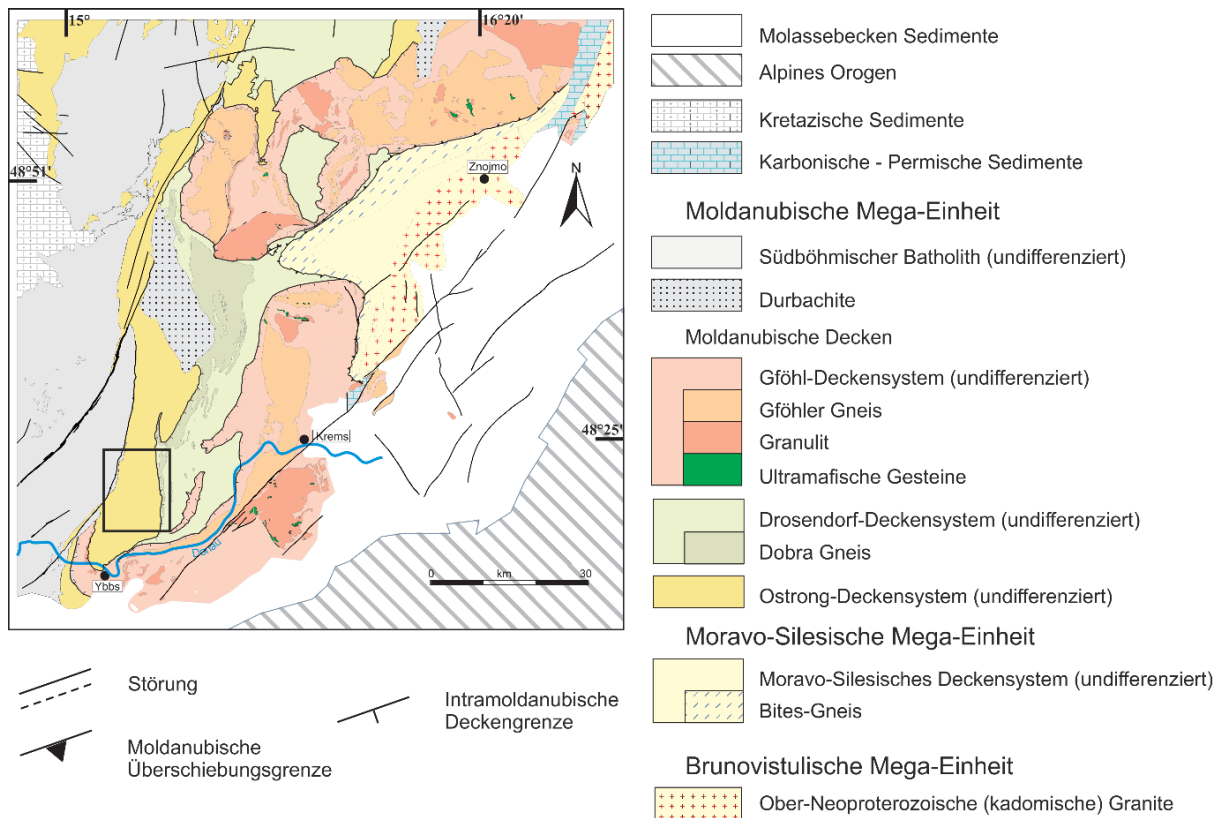


Abb. 2: Vereinfachte geologische Karte des österreichischen Teils des Moldanubikums; das schwarz umrandete Rechteck zeigt das Untersuchungsgebiet. Bearbeitet nach Petrakakis et al. (2018).

Gföhl Einheit:

Die Gföhl Einheit ist geprägt durch verschiedene felsische migmatische Orthogneise, zusammen mit Paragneisen, felsischen Granuliten, Amphiboliten, Eklogiten und Peridotiten (Petrakakis, 1997; Fuchs et al., 1990; Lindner & Finger, 2018). Mit einer Ultrahochdruck- und Hochdruck-Hochtemperatur-Metamorphose durch Subduktion während der variszischen Orogenese, erfuhr diese Einheit die höchstgradige Metamorphose von allen drei Einheiten. Anschließend wurde die Gföhl Einheit exhumiert (Carswell, 1991; Schulmann et al., 2005).

Drosendorf Einheit:

Paragneise, Quarzite, Marmore, Graphitschiefer, Amphibolite, Kalksilikate und granitische Gneise machen diese Einheit aus (Fuchs et al., 1990; Racek et al., 2006; Lindner & Finger, 2018). Diese Gesteine erfuhren eine variszische Mitteldruck-Mitteltemperatur-Metamorphose mit einer anschließenden dekompensiven Niedrigdruck-Überprägung (Högelsberger, 1989; Petrakakis, 1997). Hierbei steht zur Diskussion, ob die Drosendorf Einheit eine brunovistulische (Avalonia) Abstammung und nicht moldanubische (Armorika/Galatia) wie die Gföhl und Ostrong Einheiten besitzt. Das würde sie klar von der Gföhl und Ostrong Einheit unterscheiden und das Konzept einer plattentektonischen Verbindung der Drosendorf Einheit zum Moravikum unterstützen (Finger & Schubert, 2015).

Ostrong Einheit:

Diese westlichste der drei Einheiten ist unter ihnen die homogenste. Das hier dominierende Gestein ist Paragneis, der in die zwei Gruppen Cordierit-Sillimanitgneis und cordieritfreie Biotit-Plagioklasgneis unterteilt ist (Fuchs & Fuchs, 1986; Linner, 1996). Weiters präsent sind Kalksilikatgneise, Quarzite, Eklogit-Amphibolite und die in dieser Arbeit untersuchten, von

Fuchs & Fuchs (1986) als „leukokrater, häufig Sillimanit führender Gneis“ bezeichneten Orthogneise.

Diese Einheit erfuhr eine Niedrigdruck-Hochtemperatur-Metamorphose während der variszischen Orogenese, die womöglich den Großteil der vormaligen Mineralparagenesen aufgelöst hat (Petrakakis, 1997; Lindner & Finger, 2018).

Linner (1996) teilt die Entwicklung der Ostrong Einheit in 3 Metamorphosestadien ein:

1. Stadium: Ein frühes Stadium mit einer Temperatur von maximal 600 °C zeigen Kyanitrelikte in Cordieritgneisen und reliktsche Kyanit-Staurolith-Verwachsungen in Granat-führenden Paragneisen auf.
2. Stadium: Der Metamorphosehöhepunkt liegt etwa bei 720 °C und mehr als 4,4 kbar.
3. Stadium: Retrogrades Stadium bei etwa 650-700 °C und 3-5 kbar, mit postdeformativen Hellglimmer-Wachstum.

3. Methodik

3.1 Geländearbeit und Polarisationsmikroskopie

Im Zuge einer systematischen Begehung des untersuchten Gebietes (Abb. 3) wurden insgesamt 18 Proben aus den verschiedenen Vorkommen des Laimbach Orthogneises genommen.

Aus diesen wurden im Dünnschlifflabor des Departments für Lithosphärenforschung an der Universität Wien 26 Dünnschliffe für die Polarisationsmikroskopie im Durchlicht hergestellt. 4 Dünnschliffe wurden davon für die Analytik mit der Elektronenstrahlmikrosonde (Kapitel 3.4) auf einer Dicke von 40 µm belassen und poliert.

Die weitere Analytik ist in Tabelle 1 zusammengefasst und in den folgenden Kapiteln näher beschrieben.

In dieser Arbeit wurden folgende Abkürzungen für Mineralnamen verwendet:

Qz = Quarz
Pl = Plagioklas
Kfsp = Kalifeldspat
Bt = Biotit
Mu = Muskovit
Grt = Granat
Sil = Sillimanit
Ky = Kyanit
Kpx = Klinopyroxen
Opx = Orthopyroxen
Hcrd = Hydrocordierit

3.2 Röntgenfluoreszenzanalyse

Die Bestimmung der Hauptelemente und einiger Spurenelemente der Gesamtgesteine zum Ziele, wurden Teile von 10 ausgewählten Proben weiterverarbeitet. Die am wenigsten stark verwitterten Proben wurden dafür ausgewählt. Zuerst wurden die Verwitterungskrusten mit einer Säge weggeschnitten und die übrig gebliebenen unverwitterten Teile wurde in einem Backenbrecher zerkleinert. Anschließend wurden diese in einer Achatmühle zu einem feinstmöglichen Pulver gemahlen. Die Mühle aus Achat dient dazu eine Kontamination mit beispielsweise W, Co und Ta von WC- oder Stahlmühlen, oder Zirkon von ZrO-Mühlen zu vermeiden.

Um nun die Hauptelemente bestimmen zu können, wurden Schmelzpillen erzeugt. Dazu wurde das hergestellte Pulver zunächst gegläht und anschließend 0,8 g davon mit 8 g einer Li-TB/MB-Mischung (Fluxana FX-X65-2; Di-Lithiumtetraborat: Di-Lithiummetaborat 66:34, in

einem Ofen 12 Stunden lang bei 110°C dehydriert) als Flussmittel verschmolzen. Die daraus entstandene Glasperle wurde nun mit dem "sequential X-Ray spectrometer PHILIPS PW2404" am Department für Lithosphärenforschung an der Universität Wien analysiert.

Für die Spurenelemente reichte das zuvor erzeugte Pulver, das nur mit Polyvinylalkohol als Bindemittel vermischt werden musste, um die dann zu analysierende Presspille herzustellen.

Das Spektrometer läuft mit einer superscharfen Endfensterröhre mit einer Rh-Anode und einem programmierbaren 4kW Generator (60kV max., 125mA max.; iso-Wattschaltung). Die dabei benutzte Software lautet PANalytical "SuperQ" vers. 5.1B(5.2822.3) mit den Optionen "Pro-Trace" und "Omnian".

3.3 ICP-MS und Ionenchromatographie

In Anbetracht dessen, dass die Röntgenfluoreszenzanalytik für einige Elemente nicht geeignet ist, oder die geforderten Nachweisgrenzen nicht erreicht, wurde eine detaillierte Bestimmung dieser über ICP-MS-Analytik (Massenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma; „inductively coupled plasma mass spectrometry“) und Ionenchromatographie bei ALS Loughrea in Irland durchgeführt.

Zu diesem Zwecke wurden die für die Röntgenfluoreszenzanalyse (Kapitel 3.2) in der Achatmühle zu feinem Pulver gemahlene 10 Proben an ALS geschickt, wozu je Probe 15 – 20 g ausreichend waren.

Drei verschiedene Methoden wurden dorten nun in Anspruch genommen:

- Die erste, mit der Bezeichnung *ME-MS89L*, ermöglichte die Analyse der Elemente Ag, As, Ba, Be, Bi, Cd, Ce, Co, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Ge, Ho, In, K, La, Li, Lu, Mo, Nb, Nd, Ni, Pb, Pr, Rb, Re, Sb, Se, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Te, Th, Tl, Tm, U, V, W, Y, Yb und Zn mittels ICP-MS.

Zu einer vorbereiteten, zu Pulver gemahlene Probe von 0,2 g wurde Natriumperoxid-Flussmittel hinzugefügt, vermischt und dann bei 670 °C verschmolzen. Die entstandene Schmelze wurde gekühlt und in 30% HCl aufgelöst. Diese Lösung wurde dann mittels ICP-MS analysiert und die Ergebnisse wurden mit spektralen Inter-Element-Interferenzen korrigiert.

- Die zweite, mit dem Titel *Boron MS89L*, lieferte als Zusatz zur ersten Analyse, *ME-MS89L*, eine akkurate Bestimmung des B. Diese Methode erfolgte wiederum über ICP-MS. Die Verarbeitung und Analyse erfolgten über glaslose Laborutensilien, um sicher zu stellen, dass es keine Verunreinigung durch Utensilien aus Borosilikat geben kann.
- Die dritte Methode, namens *Fluorine IC881*, erlaubte die Analyse von F durch Ionenchromatographie.

Eine vorbereitete, zu Pulver gemahlene Probe von 0,2 g wurde mit Kaliumhydroxid in einem Nickelschmelztiegel über einer Flamme verschmolzen. Die dabei entstandene Schmelze wurde in heißem E-reinem deionisiertem Wasser aufgelöst und auf 100 mL aufgefüllt. Bevor sie dann mittels Ionenchromatographie untersucht wurde, wurde diese Lösung verdünnt.

3.4 Elektronenstrahlmikrosonde

Für die Bestimmung der Mineralchemie wurden 4 Proben ausgewählt und davon die 40 µm dicken Dünnschliffe mit Kohlenstoff bedampft. Diese wurden nun mit der Elektronenstrahlmikrosonde „Cameca SXFiveFE Field Emission Electron Probe Micro Analyzer“ am Department für Lithosphärenforschung an der Universität Wien bei 15 kV analysiert. Das Gerät ist mit einer Feldemissionselektronenkanone und fünf Spektrometern für eine wellenlängendispersive Elementanalytik (WDX) ausgerüstet, sowie mit einem System für energiedispersive Elementanalytik (EDX). Zur Standardisierung für die quantitative Analytik wurden homogene, in ihrer Zusammensetzung gut bekannte Mineralstandards verwendet. Die Matrixkorrektur erfolgte mit der ZAF Methode.

3.5 Schwermineralkonzentrate und RAMAN Spektroskopie

Zusätzlich zu den Proben VM19-14 und AM19-25 wurde nun auch die Probe VM19-17 mit einem Backenbrecher zerkleinert. Alle drei wurden nun mit einem Backenbrecher noch feiner zerkleinert und anschließend gesiebt. Daraus wurde die Fraktion 0,25 - 0,5 mm aller drei Proben und die Fraktion <0,25 mm von VM19-14 und AM19-25 weiterbearbeitet. Hiernach erfolgte deren Schwere-trennung auf einem Wilfley-Tisch. Die kleinere Fraktion wurde im Anschluss mit Schwereflüssigkeit behandelt und dann für die geochronologischen Methoden im Kapitel 3.6 weiterbearbeitet. Aus der größeren Fraktion 0,25 - 0,5 mm wurden nach einer Behandlung mit Bromoform und einer magnetischen Trennung mittels eines Magnetscheiders Schwermineralkonzentrate hergestellt.

Mittels eines Binokulars wurden die darin vorhandenen Mineralphasen untersucht und ausgewählte Mineralkörner darauffolgend mittels RAMAN am Institut für Mineralogie und Kristallographie an der Universität Wien bestimmt. Aus der Probe VM19-14 wurden 11 Körner ausgesucht, aus VM19-17 12 Körner und aus AM19-25 9 Körner. Die Mikro-Spektroskopie wurde mit einem „Horiba LabRAM HR Evolution System“ durchgeführt, das mit einem optischen Mikroskop der Olympus BX-Serie und einem Peltier-gekühltem, Si-basiertem CCD-Detektor ausgerüstet ist. Laser-induzierte Photolumineszenz (PL) Spektren und Raman Spektren in der „Gitter“-Region wurden mit der 532 nm Emission eines frequenzverdoppelten Nd-YAG Lasers (12 mW auf der Probe) angeregt, und das Raman Spektrum in der O-H Streckungsregion mit der 633 nm Emission eines He-Ne Lasers (10 mW). Für das Fokussieren des Lichtes auf der Probenoberfläche wurde ein 100x Objektiv (numerische Apertur 0,90) verwendet. Das zu analysierende Licht wurde mit einem Beugungsgitter mit 1800 Rillen pro mm gestreut. Für Details der Bandenzuordnung des Raman-Spektrums siehe Beny & Piriou (1987).

3.6 Geochronologie

Unter der Reihe von verschiedenen geochronologischen Methoden wurde die in-situ Laser-Ablation ICP-MS U-Pb Datierungsmethode an Zirkon ausgewählt, um das ursprünglichste Alter der Gesteine erforschen zu können.

Aus den vorbereiteten Konzentraten (Kapitel 3.5) der Proben VM19-14 und AM19-25 wurden alsdann per Hand die Zirkone gepickt und auf einen Probenhalter geklebt, der anschließend in Epoxidharz eingegossen und poliert wurde.

Diese beiden nun entstandenen Epoxidharz-Scheiben („mounts“) wurden in der Geologischen Bundesanstalt in Wien mit Gold bedampft und mittels Rasterelektronenmikroskop weiter für die Altersbestimmung vorbereitet. Bilder mit Kathodolumineszenz und Sekundärelektronen wurden aufgenommen, um die Zonierung der Zirkone sichtbar zu machen. Das Wissen über diese Zonierung ist für eine sinnvolle Altersbestimmung unerlässlich, da jede Zone unterschiedlich alt sein kann und daher genau überlegt sein muss, welche Stelle des Zirkons altersmäßig gemessen werden soll.

Für die in-situ Laser-Ablation ICP-MS U-Pb Altersdatierung wurden die beiden Epoxidharz-Scheiben („mounts“) anschließend am Institut für Geologie der tschechischen Akademie der Wissenschaften und Institut für Petrologie und Strukturgeologie der Charles Universität in Prag (Tschechische Republik) analysiert. Die dabei verwendeten Geräte und Messbedingungen sind nachfolgend aufgelistet:

Labor und Probenpräparation	
Laborname	Institut für Geologie der tschechischen Akademie der Wissenschaften in Prag, Tschechische Republik
Probentyp/Mineral	Zirkon
Proben Präparation	Konventionelle Mineralseparation, 1-Zoll-Harz-Mount, 0,05 µm Politur zum Schluss
Bildgebung	CL, JEOL JXA-8530F Field Emission EPMA, Institut für Petrologie und Strukturgeologie der Charles Universität in Prag
Laser-Ablationssystem	
Marke, Modell und Typ	Teledyne Cetac Analyte Excite laser
Ablationszelle und Volumen	eingebaute 2-Volumen-Zelle HeEx II, 100x100 mm
Laser Wellenlänge (nm)	193 nm
Pulsbreite (ns)	< 4 ns
Fluenz (J cm ⁻²)	3,53 J cm ⁻²
Wiederholrate (Hz)	5 Hz
Ablationsdauer (s)	35 s
Punktdurchmesser (µm)	22-25 µm
Probenahme Modus/Muster	Statische Punktablation
Trägergas	100% He + geringe Zugabe N ₂ in der Zelle, Ar-Spülgas kombiniert mit einem Y-Stück entlang der Proben transportleitung zum Brenner. Alle Gase und Aerosole werden im eigenen Glas-Signal-Homogenisator (Design von Tunheng & Hirata, 2004) direkt vor dem Eintritt in den Brenner gemischt.
Zellträgergasfluss (l min ⁻¹)	0,89 l min ⁻¹
N ₂ Fluss (ml min ⁻¹)	4,5 ml min ⁻¹
Ar-Spülgasfluss (l min ⁻¹)	0,66 l min ⁻¹

ICP-MS Gerät	
Marke, Modell und Typ	“Thermo Scientific double-focusing magnetic sector field Element 2 HR-ICP-MS”
Probenzuführung	Trockenes Ablationsaerosol
RF Leistung (W)	1200 W
Detektionssystem	diskrete Dynode, Dualmodus “secondary electron multiplier” (SEM); Analyse möglich in 3 Modi (cps-analog-both)
Gemessene Massen (Modus)	204 (cps), 206 (both), 207 (cps), 208 (cps), 232 (both), 235 (cps), 238 (both)
Integrationszeit pro Spitze/Verweilzeit (ms)	204 (10 ms), 206 (15 ms), 207 (30 ms), 208 (10 ms), 232 (10 ms), 235 (20 ms), 238 (10 ms)
Gesamtintegrationszeit pro Ausgabedatenpunkt (s)	~ 0,12 s (Zeitauflösung der Daten)
Datenverarbeitung	
initiale Berechnung	Die Genauigkeit der 238-Masse, die im "both"-Modus gemessen wird, hängt vom korrekt ermittelten ACF (Analog Correction Factor) ab. Um diese Variabilität zu korrigieren, werden die Daten mit einer Python-Routine zur Dekodierung der Thermo Element ICPMS dat-Dateien (Hartman et al., 2017) vorverarbeitet und mit einem hauseigenen Excel-Makro. Infolgedessen werden die Intensitäten von 238 unverändert gelassen, wenn sie im Zählmodus gemessen und aus 235U-Intensitäten neu berechnet werden (unter Verwendung des natürlichen 138U/135U von 137,818). In allen Fällen wurde das 238U im analogen Modus erfasst, wodurch die Nichtlinearität zwischen Pulszähl- und analogen Detektionsmodi eliminiert wird.
Gasblank	15 s an der Spitze Null-subtrahiert
Kalibrierungsstrategie	Plešovice verwendet als primäres Referenzmaterial, 91500 und GJ1 verwendet als sekundäre/Validierung
Referenzmaterialinformation, Referenzalter	Plešovice (Sláma et al., 2008), 337 Ma (Concordia Alter) 91500 (Wiedenbeck et al., 1995), 1065 Ma (Concordia Alter) GJ1 (Jackson et al., 2004), 609 Ma (206Pb/207Pb Alter)
Verwendetes Datenverarbeitungspaket/ Korrektur für LIEF	lomite v3.5 Software (Paton et al., 2010) mit dem VizualAge Programm (Petrus & Kamber, 2012) verwendet für Datennormalisierung, Unsicherheitsfortpflanzung und exportieren von Leerwertintensitäten und instrumentellen Verzerrungen, die mit einer automatischen Spline-Funktion interpoliert wurden; Korrektur der Downhole-Inter-Element-Fraktionierung (LIEF) mit einer Exponentialfunktion. Die LIEF-Korrektur geht davon aus, dass sich Referenzmaterial und Proben identisch verhalten. Isoplot v4_16 (Ludwig, 2008) benützt für gebündelte Altersunsicherheitsfortpflanzung, Altersberechnung und Plotten.

Gewöhnliches-Pb Korrektur, Zusammensetzung und Unsicherheit	Keine Gewöhnliches-Pb Korrektur auf die Daten angewendet.
Unsicherheitslevel und Fehlerfortpflanzung	Die Altersangaben erfolgen in 2s absolut, die Fehlerfortpflanzung erfolgt durch quadratische Addition. Reproduzierbarkeit und Altersunsicherheit des Referenzmaterials werden gemäß der Empfehlung von Horstwood et al. (2016) propagiert.
Qualitätskontrolle/Validierung	91500 – Concordia Alter = 1063 ± 5 Ma (2s, MSWD = 0,84) GJ-1 – Concordia Alter = 606 ± 3 (2s, MSWD = 0,75) Systematische Unsicherheit für Ausbreitung ist 2% (2s).
Weitere Information	20 s Wartezeit zwischen Ablationen.

3.7 Phasendiagramme

Um zu einer Einschätzung der Druck- und Temperatur-Bedingungen der metamorphen Überprägung des Gesteins zu gelangen, wurden mit dem Programm Perple_X (Connolly, 1990) Phasendiagramme erstellt. Für die Berechnung wurden hierzu die Ergebnisse der geochemischen Analytik und der mineralchemischen Analysen der Elektronenstrahlmikrosonde von den dahingehend analysierten Proben verwendet.

4. Ergebnisse

4.1 Geländearbeit

Möglichst viele der verschiedenen, voneinander abgegrenzten Orthogneis-„Körper“ im Gelände aufzufinden und zu beproben zum Ziele, kamen 18 Proben zustande (Abb. 3). In seltenen Fällen war es möglich einen größeren Aufschluss zu finden, demzufolge meist Lesesteine aufgenommen und beprobt wurden.

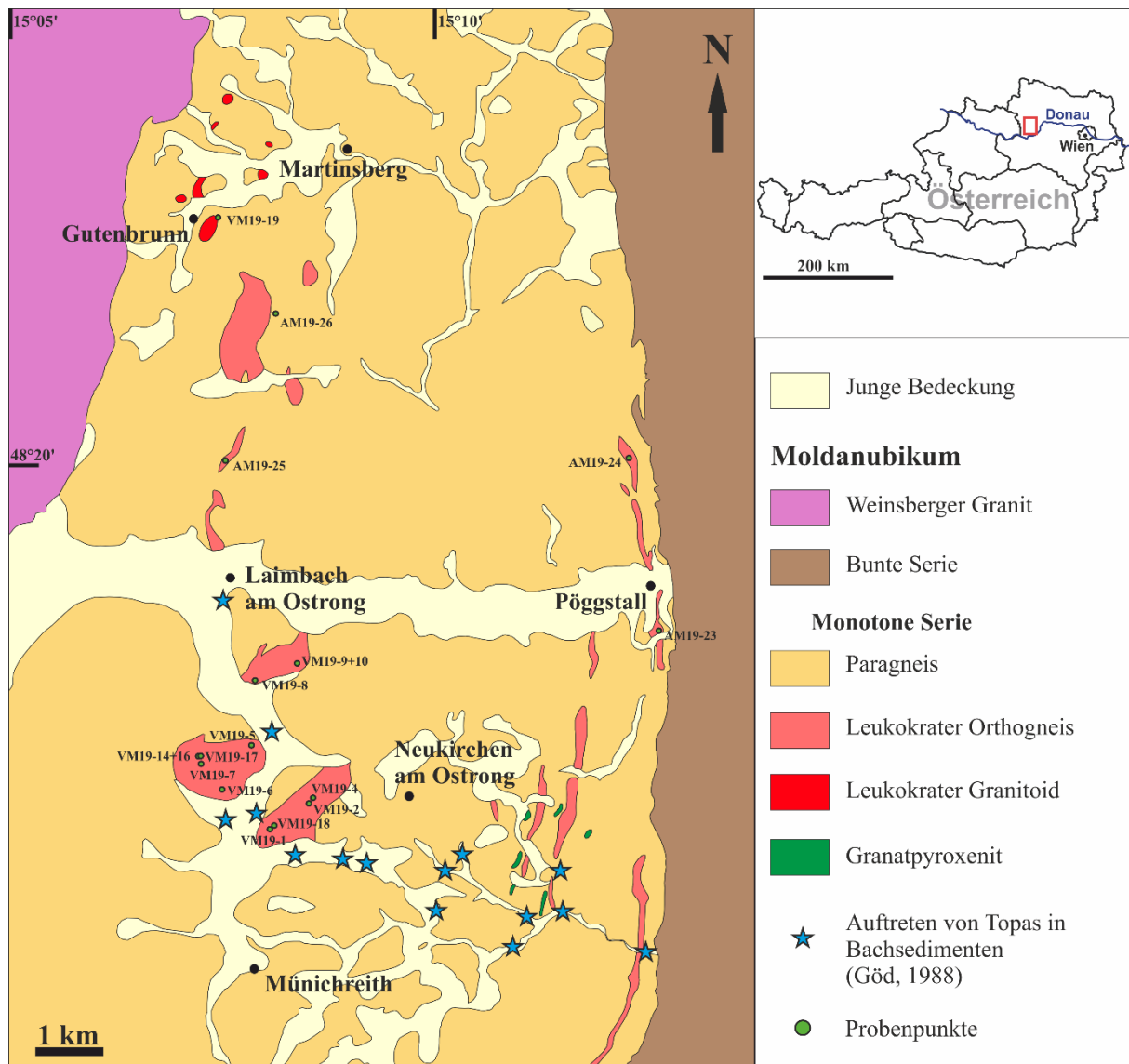


Abb. 3: Geologische Karte des untersuchten Gebietes mit den genommenen Proben. Verändert nach Fuchs & Fuchs (1986).

Tabelle 1: Auflistung der Proben und der durchgeführten Analytik. Geochemische Analytik mittels RFA, ICP-MS und Ionenchromatographie.

Probe	Lithologie	Fundort-Koordinaten	anstehend	Dünnschliff	RFA	ICP-MS	Ionenchromatographie	RAMAN	Geochronologie	EMS
VM19-1	Orthogneis	48°17'03"N; 15°08'04"O	subanstehend	x						
VM19-2	Orthogneis	48°17'15"N; 15°08'32"O	subanstehend	x	x	x	x			
VM19-4	Orthogneis	48°17'18"N; 15°08'35"O	subanstehend	x						
VM19-5	Orthogneis	48°17'43"N; 15°07'51"O	subanstehend	x						
VM19-6	Orthogneis	48°17'22"N; 15°07'29"O	anstehend	x						
VM19-7	Orthogneis	48°17'34"N; 15°07'15"O	anstehend	x						
VM19-8	Orthogneis	48°18'14"N; 15°07'52"O	anstehend	x	x	x	x			
VM19-9	Orthogneis	48°18'23"N; 15°08'20"O	subanstehend	x						
VM19-10	Orthogneis	48°18'22"N; 15°08'23"O	subanstehend	x	x	x	x			
VM19-14	Orthogneis	48°17'38"N; 15°07'13"O	anstehend	x	x	x	x	x		x
VM19-16	Orthogneis	48°17'38"N; 15°07'13"O	anstehend	x	x	x	x			
VM19-17	Orthogneis	48°17'38"N; 15°07'14"O	anstehend	x				x		
VM19-18	Orthogneis	48°17'04"N; 15°08'06"O	subanstehend	x	x	x	x			x
VM19-19	Orthogneis	48°21'54"N; 15°07'33"O	subanstehend	x	x	x	x			
AM19-23	Orthogneis	48°18'37"N; 15°12'44"O	anstehend	x	x	x	x			x
AM19-24	Orthogneis	48°20'01"N; 15°12'22"O	subanstehend	x	x	x	x			
AM19-25	Orthogneis	48°19'59"N; 15°07'31"O	subanstehend	x	x	x	x	x		x
AM19-26	Orthogneis	48°21'11"N; 15°08'09"O	subanstehend	x				x		

Die im Gesamten relativ homogenen Orthogneise, lassen sich jedoch bereits im Aufschluss in zwei Typen unterscheiden.

Typ 1:

Dieser, im westlicheren, liegenderen Teil auftretende Typ, gestaltet sich aus der Vogelperspektive gesehen als rundliche Körper mit lateraler Erstreckung von ungefähr 50 bis 1500 m. Das grundsätzliche Erscheinen dieser Orthogneise ist blockig und meist stark verwittert. Die Foliation ist schwach bis gut ausgeprägt und variiert lediglich dezent von Vorkommen zu Vorkommen. Nach der Schieferung bricht das Gestein untergeordnet. Stellenweise stechen diese Gesteine als regelrechte Blockfelder hervor. Die hier zugehörigen genommenen Proben sind VM19-1, VM19-2, VM19-4, VM19-5, VM19-6, VM19-7, VM19-8, VM19-9, VM19-10, VM19-14, VM19-16, VM19-17, VM19-18, VM19-19, AM19-25 und AM19-26.

Beispielfotos für die Aufschlussverhältnisse seien mit den Abb. 4 bis Abb. 13 gezeigt.



Abb. 4: Foto der Probenahmestelle von der Probe VM19-8.



Abb. 5: Detailfoto der Probenahmestelle von der Probe VM19-8.



Abb. 6: Foto der Probenahmestelle von der Probe VM19-7.



Abb. 7: Detailfoto der Probenahmestelle von der Probe VM19-7.



Abb. 8: Foto der Probenahmestelle von den Proben VM19-14 und VM19-16.



Abb. 9: Detailfoto der Probenahmestelle von den Proben VM19-14 und VM19-16. Der Block zeigt herauswitternde rundliche Sillimanit-Quarz-Aggregate.



Abb. 10: Detailfoto der Probenahmestelle von der Probe VM19-16. Der Block zeigt herauswitternde rundliche Sillimanit-Quarz-Aggregate und ptygmatische Falten.

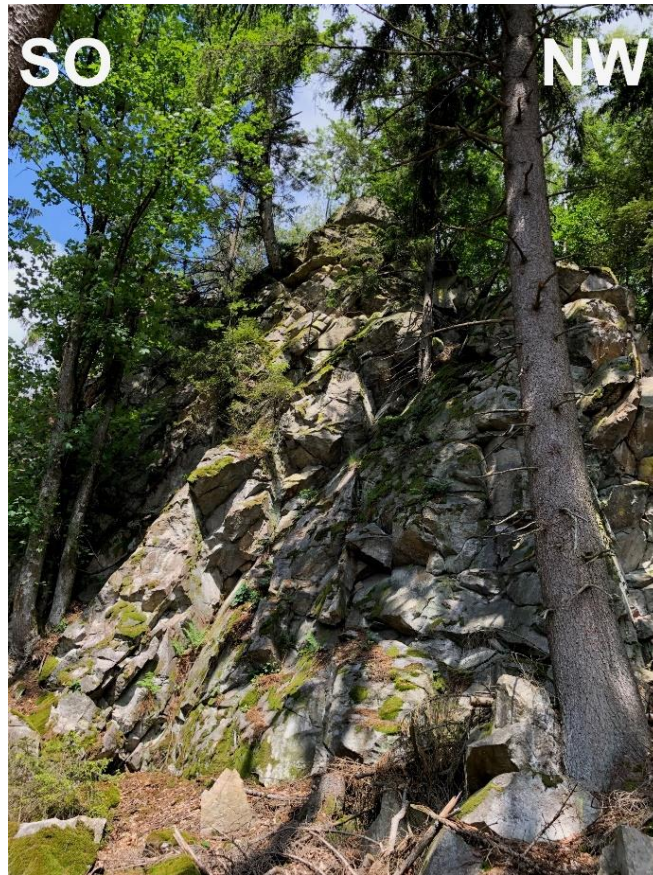


Abb. 11: Foto der Probenahmestelle von der Probe VM19-17.



Abb. 12: Foto der Probenahmestelle von der Probe VM19-17.



Abb. 13: Detailfoto der Probenahmestelle von der Probe VM19-4.

Die Probe VM19-19 stammt aus einem Vorkommen, das von Fuchs & Fuchs (1986) als „leukokrater Granitoid“ ausgewiesen wurde (Abb. 3). Um diesen „leukokraten Granitoid“ von dem gegenständlichen „leukokraten, häufig Sillimanit führenden Gneis“ (Fuchs & Fuchs, 1986) zu unterscheiden oder ihn mit ihm gleichzusetzen, wurde diese Probe entnommen. Wie in den weiterführenden Analysen bestätigt, ist dieses Gestein mit dem „leukokraten Orthogneis“ gleichzusetzen.

Typ 2:

Dieser Typ kommt ausschließlich in den östlichsten Teilen nahe der tektonischen Grenze der Ostrong zur Drosendorf Einheit vor. Dabei gestalten sie sich nicht als rundliche, sondern schmale, langgezogene Körper mit einer lateralen Erstreckung in der Breite von durchschnittlich 50 m und in der Länge von 200 bis etwa 3500 m. Ebenso blockig und meist stark verwittert, wie der Typ 1, ist dieser zweite Typ vorzufinden. Das markante Unterscheidungsmerkmal zwischen Typ 1 und 2 ist die Ausprägung der Foliation, die bei Typ 2 sehr stark, nämlich bereits mylonitisch ist. Der Typ 2 lässt sich außerdem etwas stärker nach der Foliation brechen. Die genommenen Proben AM19-23 und AM19-24 gehören zu diesem Typ.

Beispielfotos für die Aufschlussverhältnisse seien mit den Abb. 14 bis Abb. 16 gezeigt.



Abb. 14: Foto der Probenahmestelle von der Probe AM19-23. Die Foliation streicht NW-SO mit einem Einfallen von ca. 39° nach NO.



Abb. 15: Foto der Probenahmestelle von der Probe AM19-23. Die Foliation streicht NW-SO mit einem Einfallen von ca. 39° nach NO.



Abb. 16: Foto der Probenahmestelle von der Probe AM19-24.

Kontakte des Laimbach Gneises zum Paragneis der Monotonen Serie konnten aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht gefunden werden.

4.2 Makroskopische Gesteinsbeschreibung

Typ 1:

Ein relativ helles Aussehen zeigt dieses mittel- bis feinkörnige Gestein. Im Handstück erkennbar sind die Minerale Quarz + Feldspat + Biotit ± Hellglimmer. Was darüber hinaus in das Auge sticht, sind stellenweise weißliche bis rosafarbene, selten gelblich und grünliche, rundliche bis zu cm-große Mineralaggregate, die oft herauswittern, siehe Kapitel 4.2.1.

Es herrscht eine leichte Variation von einer Probe zur anderen vor, welche am erkenntlichsten an der Ausprägung der Foliation, der Korngröße, dem Gehalt an Biotit und Hellglimmer und ihrem Verhältnis zueinander zu erkennen ist. Die Probe VM19-7 (Abb. 17 c) beispielsweise zeigt eine verschwindend schwache Foliation, während beispielsweise die Proben VM19-10 (Abb. 17 b) und VM19-14 (Abb. 17 f) eine deutliche aufweisen. Mehrheitlich ist die Foliation jedoch gut zu erkennen. Die Glimmer sind in manchen Proben homogen verteilt, während sie in anderen richtige Lagen und Häufchen bilden.

Für diesen Typ außerdem charakteristisch ist das stellenweise Auftreten von helleren grobkörnigeren Lagen, die nahezu nur aus Quarz und Feldspäten bestehen und das Gestein

sogar diskordant durchschlagen können. Manche sind dabei selbst ptygmatisch verfaltet (Abb. 10).

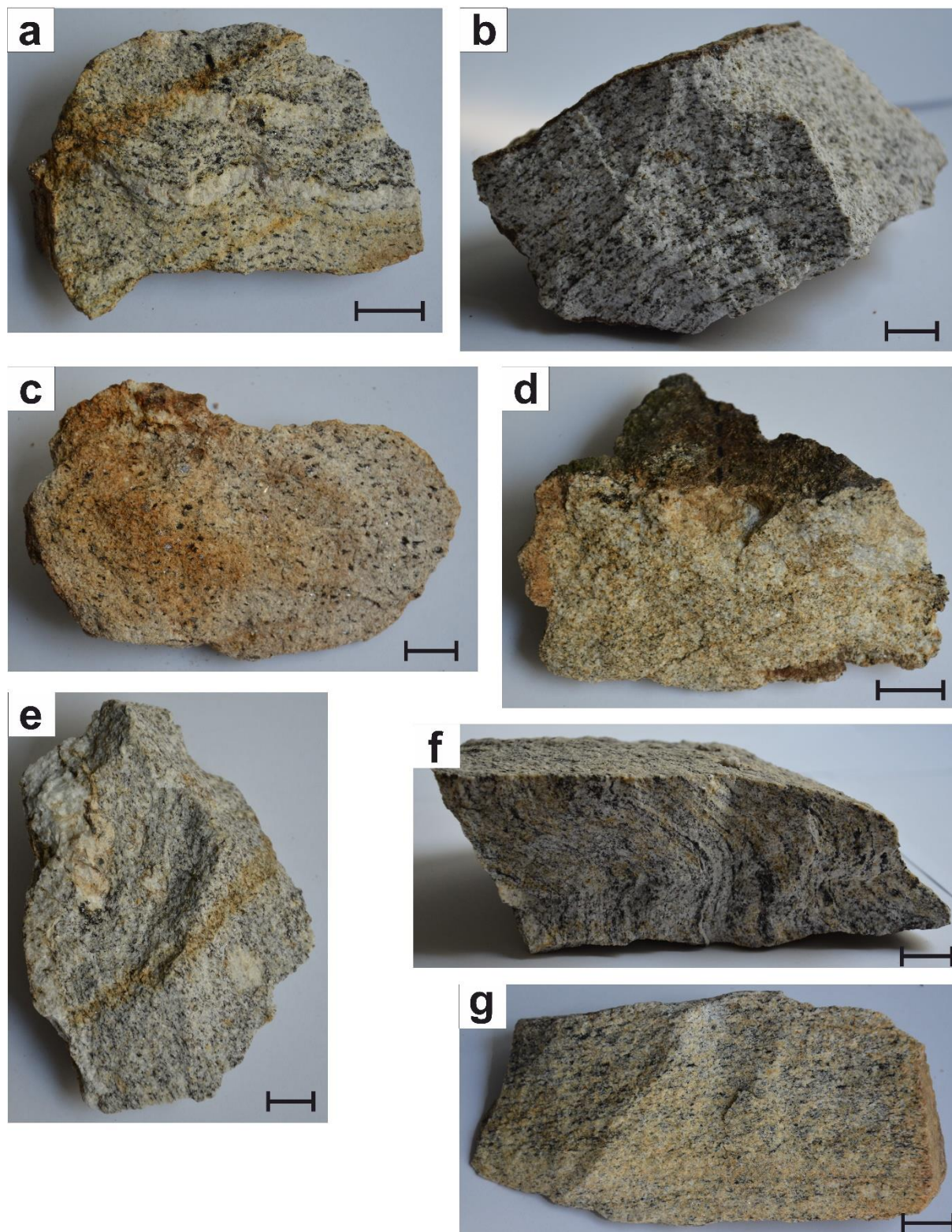


Abb. 17: Fotos von Handstücken des Typ 1. Gezeigt sind die Proben (a): VM19-5; (b): VM19-10; (c): VM19-7; (d): VM19-6; (e): VM19-8, (f): VM19-14 und (g): VM19-19. Die Maßstäbe entsprechen 2 cm.

Typ 2:

Dieser Typ (Abb. 18) ist, wie im Kapitel 4.1 bereits beschrieben, durch eine mylonitische Foliation geprägt. Er ist ebenso von hellerer Erscheinung wie der Typ 1, jedoch viel stärker foliiert, feinkörniger und bricht blätteriger. Makroskopisch sind ebenso Quarz + Feldspat + Biotit, jedoch kein Hellglimmer, zu erkennen. Hier wurden bisweilen im Handstück allerdings noch keine Mineralaggregate, wie sie der Typ 1 besitzt, gefunden.

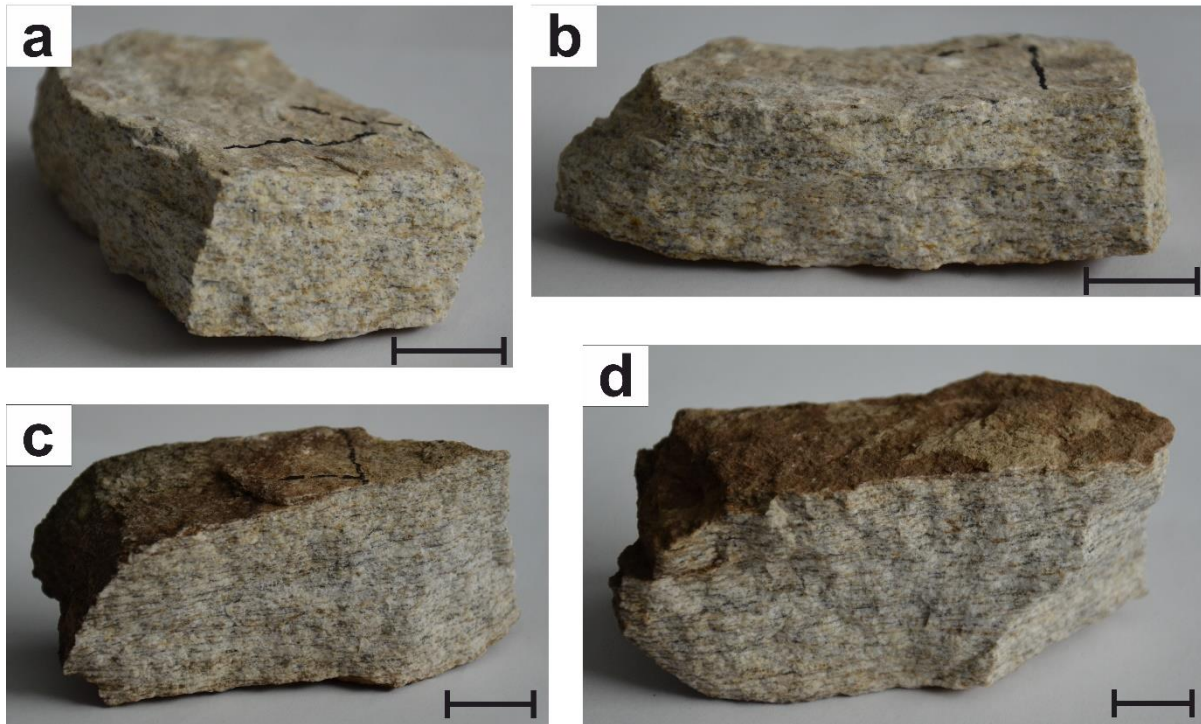


Abb. 18: Fotos von Handstücken des Typ 2. Gezeigt sind die Proben (a) und (b): AM19-23; (c) und (d): AM19-24. Die Maßstäbe entsprechen 2 cm.

Strukturgeologische Merkmale:

Der Orthogneis im Gesamten genommen weist Merkmale von duktiler und spröder tektonischer Überprägung auf. Die beiden Typen unterscheiden sich auch anhand ihrer strukturgeologischen Beschaffenheiten.

Der Typ 1 hat neben seiner schwachen bis gut ausgeprägten Foliation dazu stellenweise Verfaltungen. Das ist an der verfalteten Foliation zu beobachten, sowie an der ptygmatischen Verfaltung von hellen diskordanten Lagen.

Die Orthogneise des Typ 2, die in der Nähe der tektonischen Grenze der Ostrong zur Drosendorf Einheit liegen, zeigen eine stärkere scherende Deformation mit ausgeprägter mylonitischer Foliation und Streckungslineation.

4.2.1 Sillimanit-Quarz-Aggregate

Der Orthogneis zeigt überall ein stellenweise richtig augenfälliges Merkmal auf: Im Durchschnitt etwa 1 - 4 cm im Durchmesser große weißliche bis rosafarbene, selten gelbliche und grünliche, rundliche Mineralaggregate wittern aus dem Gestein heraus (Abb. 9, Abb. 19

a-b). Im Anschlag und Anschnitt ist zu bemerken, dass diese nicht nur oberflächlich auftreten, sondern ebenso fein verteilt im gesamten Körper auftreten (Abb. 19 c-d). Makroskopisch ist über die Mineralparagenese dieser Aggregate keine genaue Aussage möglich.

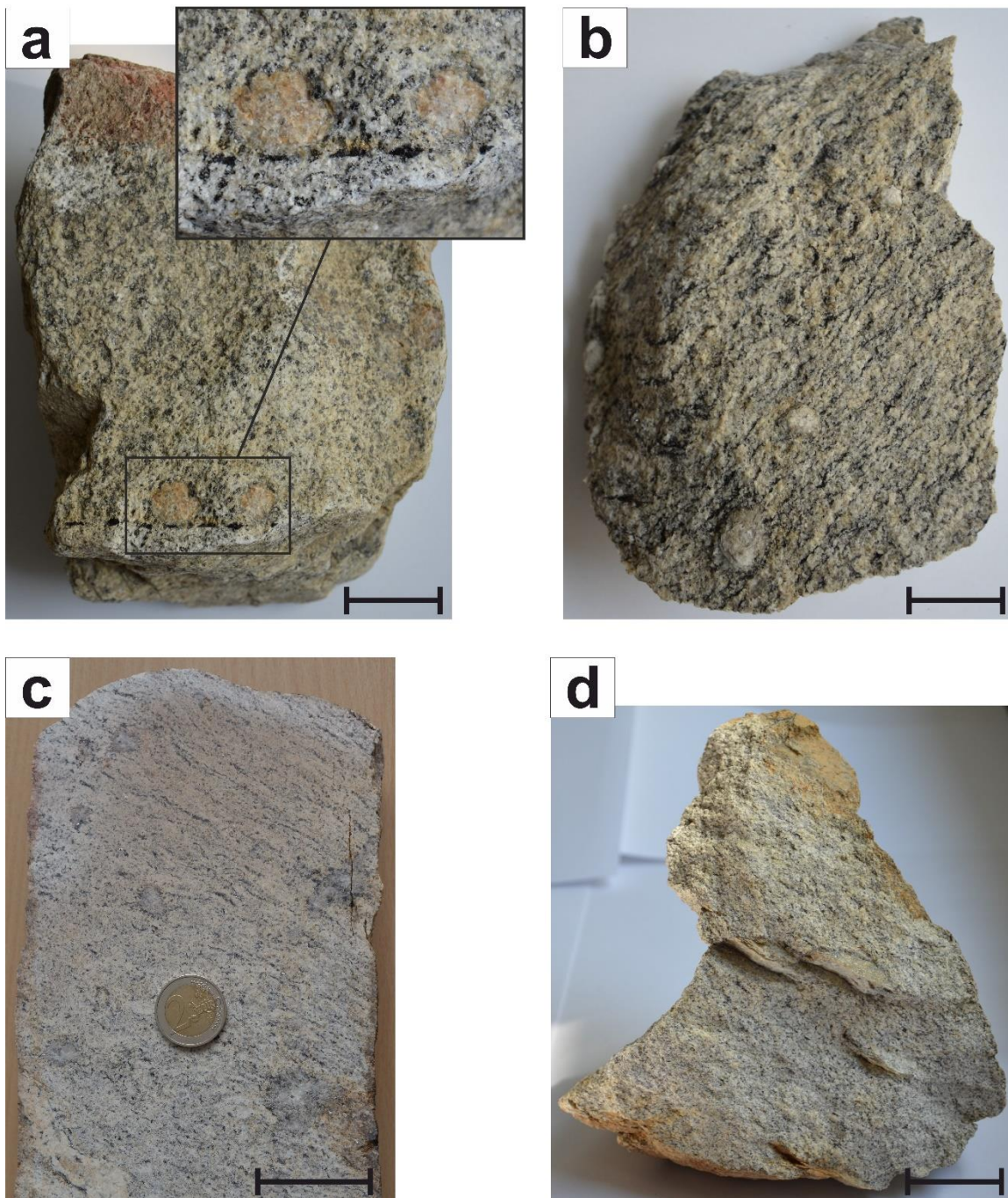


Abb. 19: Fotos von Handstücken mit rundlichen Mineralaggregaten. Gezeigt sind die Proben (a): VM19-19 und eine Detailaufnahme der gezeigten Aggregate; (b): VM19-14; (c): VM19-16; (d): VM19-18. Die Maßstäbe entsprechen 4 cm.

4.3 Polarisationsmikroskopie

Typ 1:

Die makroskopische Beobachtung, dass die Typ 1 Orthogneise untereinander kaum variieren, zeigt sich ebenso in der Untersuchung der Dünnschliffe. Die grundsätzliche Mineralparagenese *Quarz + Kalifeldspat + Plagioklas + Biotit + Opakphasen ± Hellglimmer ± Sillimanit* ist durchgehend anzutreffen. Sillimanit ist nur selten abwesend, z.B. in der Probe VM19-19, oder nur untergeordnet vorhanden. Die Verhältnisse von Quarz (ca. 35 – 40 Vol%), Kalifeldspat (ca. 30 - 35 Vol% und Plagioklas (ca. 20 - 25 Vol%) zueinander unterliegen kaum einer Variation. Grundsätzlich tritt hier etwas mehr Kalifeldspat als Plagioklas auf. Kalifeldspat zeigt regelmäßig perthitische Entmischung und Mikroklin-Gitter. Die Plagioklase sind häufig durch polysynthetische Verzwilligung gekennzeichnet. In manchen Dünnschliffen sind untergeordnet Myrmekite zu sehen. Quarz zeigt vornehmlich undulöse Auslöschung auf.

Stärkere Unterschiede untereinander von Probe zu Probe weisen die beiden Glimmer Biotit und Hellglimmer auf. Wo in den meisten Proben Biotit überwiegt, überwiegt in manchen Hellglimmer. In anderen Proben hingegen kommen sie in etwa gleicher Menge vor. Völlig abwesend ist Hellglimmer nur in der Probe VM19-19. Ebenso die Größe der Glimmer unterliegt leichten Schwankungen in den unterschiedlichen Proben, ihre Ausbildung ist jedoch konsequent xenomorph bis hypidiomorph. Biotit und Hellglimmer treten meist gruppiert auf, in Lagen und Haufwerken. Mitunter treten Hellglimmer-Porphyroblasten auf, die nicht nach der Foliation eingeregelt sind und Korngrenzen überwachsen.

Granat tritt nur selten auf und dann meist mit durchschnittlichen Größen von 0,1 - 0,2 mm im Durchmesser. Lediglich in den Proben VM19-10 und VM19-19 kommt er häufiger vor. In der Probe VM19-19 sind die Granate etwa 0,1 – 0,5 mm groß. In der Probe VM19-10 befinden sich neben kleineren Granaten auch große, teils schon zerlegte Granat-Porphyroklasten mit rund 0,3 – 0,5 cm im Durchmesser. Alle Granate sind einphasig und hypidiomorph ausgebildet.

Opakphasen treten untergeordnet auf, sowie akzessorisch Apatit und Zirkon.

Das Auftreten von Sillimanit ist in Kapitel 4.3.1 näher beschrieben.

Die Abb. 20 stellt Überblicksphotographien dar.

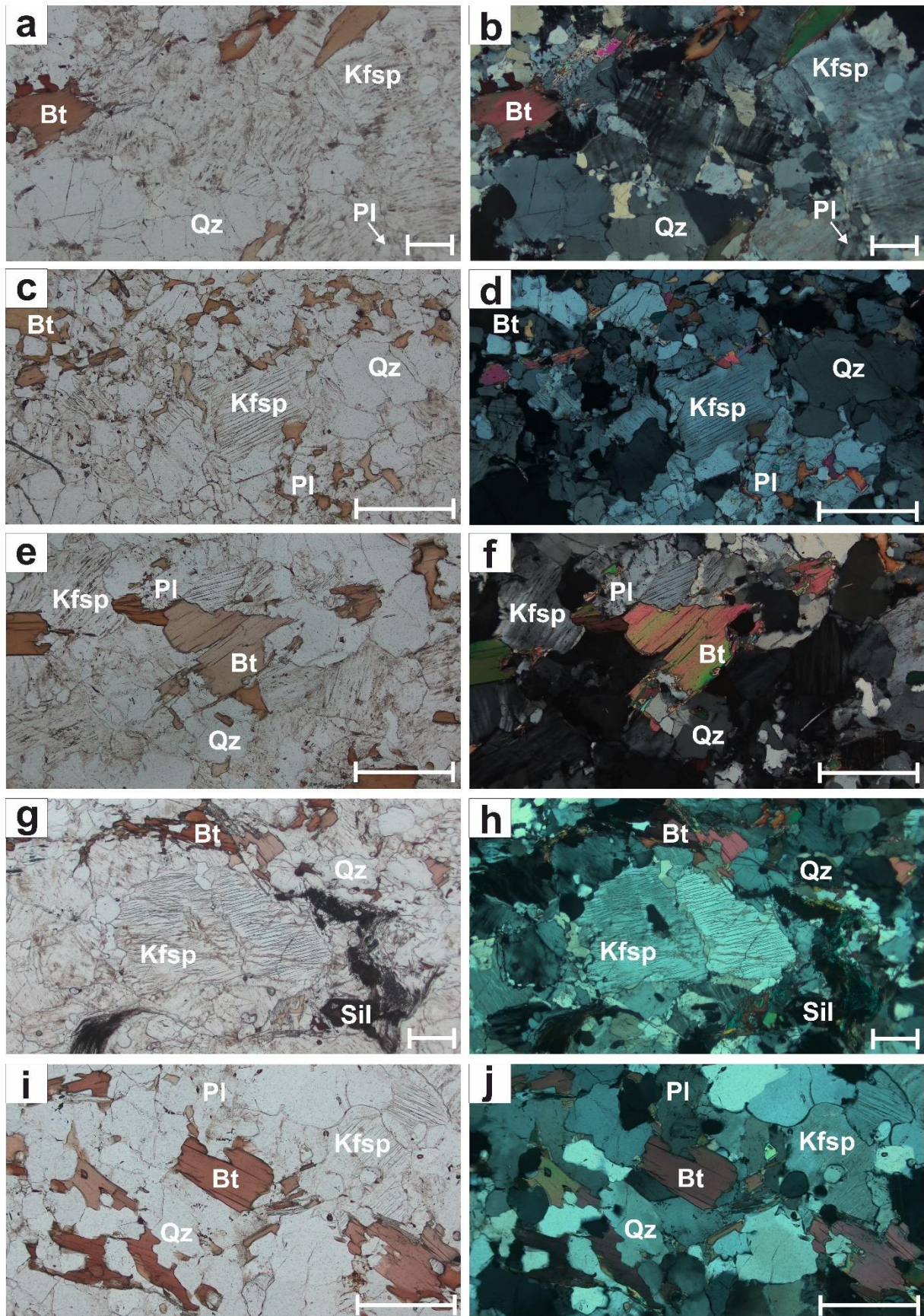


Abb. 20: Dünnschliffphotographien des Typ 1, aufgenommen am Polarisationsmikroskop. (a) (// Polarisatoren) und (b) (# Polarisatoren): Probe VM19-14. (c) (// Polarisatoren) und (d) (# Polarisatoren): Probe VM19-18. (e) (// Polarisatoren) und (f) (# Polarisatoren): Probe VM19-18. (g) (// Polarisatoren) und (h) (# Polarisatoren): Probe AM19-25. (i) (// Polarisatoren) und (j) (# Polarisatoren): Probe AM19-25. Die Maßstäbe entsprechen 500 μm .

Typ 2:

Mineralogisch unterscheidet sich der Typ 2 etwas von dem Typ 1. Auch der Typ 2 führt die grundlegende Mineralparagenese *Quarz + Kalifeldspat + Plagioklas + Biotit + Sillimanit + Opakphasen*, zusätzlich jedoch auch in jeder Probe *Disthen + Granat*. Hellglimmer hingegen ist abwesend.

Quarz (ca. 35 – 40 Vol%) zeigt häufig eine undulöse Auslöschung und ist stark rekristallisiert. Neben großen Quarzkörnern treten viele kleine rekristallisierte auf. Kalifeldspat (ca. 30 – 35 Vol%) und Plagioklas (ca. 25 – 30 Vol%) sind ebenso deutlich rekristallisiert mit vielen kleinen Körnern und einigen großen. Plagioklas zeigt außerdem häufig polysynthetische Verwilligung und Kalifeldspat perthitische Entmischung.

Biotit ist überwiegend in Lagen parallel zur Foliation angeordnet.

Mit einer durchschnittlichen Größe von 0,1 - 0,2 mm im Durchmesser kommt Granat in hypidiomorpher Ausbildung und einphasig vor (Abb. 21 e-f).

Disthen tritt sehr selten und nur reliktmäßig auf (Abb. 21 g-h).

Das Auftreten von Sillimanit ist in Kapitel 4.3.1 näher beschrieben.

Die Abb. 21 stellt Überblicksphotographien dar.

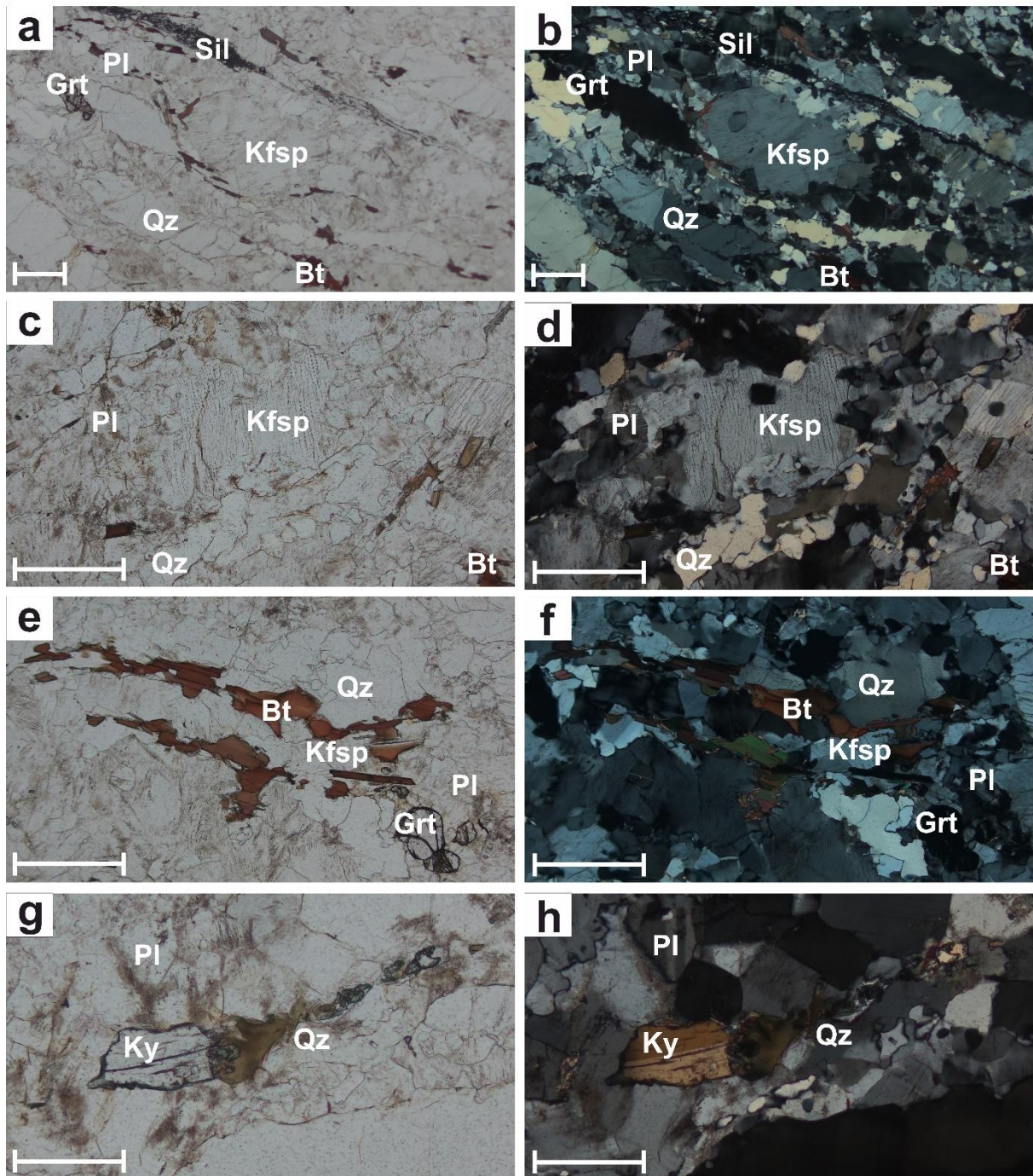


Abb. 21: Dünnschliffphotographien des Typ 2, aufgenommen am Polarisationsmikroskop. (a) (// Polarisatoren) und (b) (# Polarisatoren): Probe AM19-23. (c) (// Polarisatoren) und (d) (# Polarisatoren): Probe AM19-23. (e) (// Polarisatoren) und (f) (# Polarisatoren): Biotit und Granat (rechts unten im Bild) in der Probe AM19-23. (g) (// Polarisatoren) und (h) (# Polarisatoren): Disthen in der Probe AM19-23. Die Maßstäbe entsprechen 500 μm .

Strukturgeologische Merkmale:

Die stärkste Deformation zeigt der Typ 2. Quarz ist durch eine starke Korngrenzenmigration („grain boundary migration“) geprägt und wurde in eine längliche Formvorzugsorientierung („SPO - Shape Preferred Orientation“) deformiert. Zu sehen ist bei Quarz außerdem eine Kristallographische Vorzugsorientierung („CPO - Crystallographic Preferred Orientation“). Die Feldspäte sind durch Subkorn-Rotation („Subgrain Rotation“) in eine kleinere Korngröße rekristallisiert.

4.3.1 Sillimanit-Quarz-Aggregate

Im Dünnschliff sind die Aggregate mittels Polarisationsmikroskopie genauer erkennbar (Abb. 22). Was hier makroskopisch nicht erkennbar ist, wird im Dünnschliff deutlich: Diese Aggregate finden sich auch in den Proben des Typ 2 Orthogneises wieder, jedoch sind sie hier schmal und parallel der Foliation langgezogen.

Die Vermutung, dass es sich bei der mineralogischen Zusammensetzung der Aggregate um Sillimanit und Quarz handelt, wurde anschließend mit der Elektronenstrahlmikrosonde bestätigt.

Sillimanit tritt als büscheliger Fibrolith und stellenweise als prismatischer Sillimanit (Abb. 22 e-f) auf. Dieser Sillimanit umwächst Quarz und teilweise ragen Sillimanit-Nadeln bis in den Quarz hinein (z.B. Abb. 22 c-d).

Stellenweise finden sich im Übrigen auch kleinere Sillimanit-Büschel abseits der Aggregate (Abb. 20 g-h).

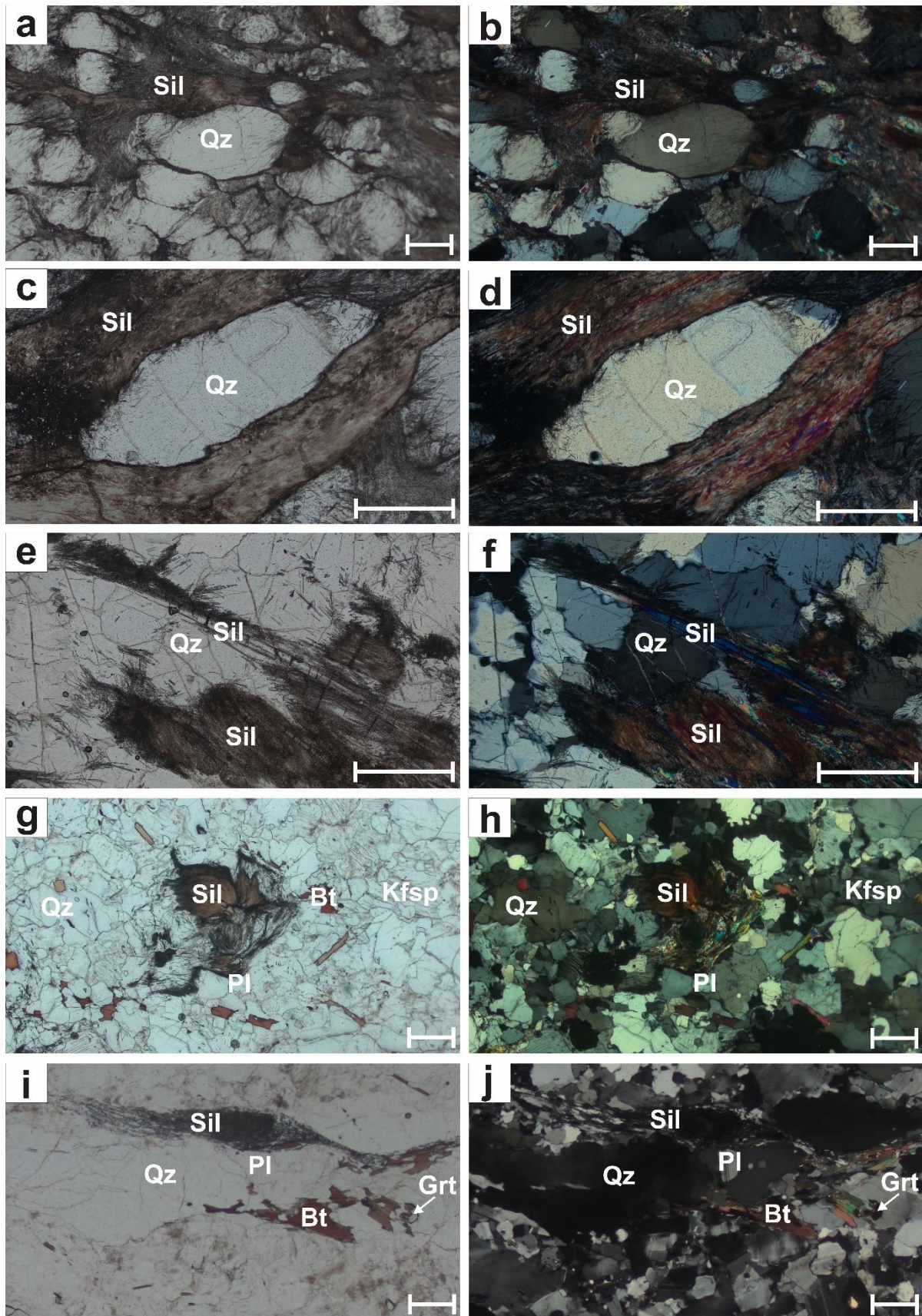


Abb. 22: Dünnschliffphotographien von verschiedenen Sillimanit-Quarz-Aggregaten, aufgenommen am Polarisationsmikroskop. (a) (// Polarisatoren) und (b) (# Polarisatoren): Probe VM19-14. (c) (// Polarisatoren) und (d) (# Polarisatoren): Probe VM19-14. (e) (// Polarisatoren) und (f) (# Polarisatoren): Probe VM19-18. (g) (// Polarisatoren) und (h) (# Polarisatoren): Probe AM19-25. (i) (// Polarisatoren) und (j) (# Polarisatoren): Probe AM19-23. Die Maßstäbe entsprechen 500 μm .

4.4 Geochemie

Von den genommenen Proben wurden 10 geochemisch untersucht. Die Tabelle 2 und Tabelle 3 zeigen die Ergebnisse der Analytik der Haupt- und Spurenelemente.

Von den Spurenelementen stammen Cr, Sc und Zr von der Röntgenfluoreszenzanalytik, die restlichen von der Analytik mittels ICP-MS und Ionenchromatographie (F).

Tabelle 2: Gesamtgesteins-Hauptelementchemismus der Orthogneisproben.

Probe	VM19-2	VM19-8	VM19-10	VM19-14	VM19-16	VM19-18	VM19-19	AM19-23	AM19-24	AM19-25
SiO₂ [Gew. %]	77,11	76,10	77,25	76,80	75,77	76,54	75,08	72,84	75,09	76,78
TiO₂	0,14	0,11	0,12	0,14	0,12	0,09	0,21	0,09	0,10	0,14
Al₂O₃	11,61	11,89	11,14	12,07	12,02	12,22	12,15	14,41	13,26	11,64
Fe₂O₃	1,76	1,35	1,21	1,75	1,56	1,54	1,86	0,69	0,87	1,72
MnO	0,03	0,01	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,04
MgO	0,24	0,15	0,28	0,25	0,16	0,09	0,18	0,13	0,17	0,24
CaO	0,46	0,48	0,74	0,46	0,38	0,34	1,01	0,61	0,57	0,44
Na₂O	2,45	2,71	2,45	2,76	2,87	3,02	3,10	3,59	3,57	2,70
K₂O	5,23	5,53	4,99	5,05	4,97	5,18	4,74	6,07	4,82	4,93
P₂O₅	0,22	0,21	0,07	0,20	0,22	0,18	0,04	0,28	0,26	0,20
LOI	0,46	0,27	0,21	0,28	0,32	0,35	0,26	0,27	0,24	0,32
Summe	99,71	98,81	98,50	99,79	98,42	99,57	98,66	98,99	98,97	99,15

Tabelle 3: Gesamtgesteins-Neben- und -spurenelementchemismus der Orthogneisproben.

Probe	VM19-2	VM19-8	VM19-10	VM19-14	VM19-16	VM19-18	VM19-19	AM19-23	AM19-24	AM19-25
Ag [ppm]	<5	<5	<5	5	<5	<5	5	<5	<5	<5
As	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Ba	135	125	757	151	77	27	468	472	272	76
Be	0,9	0,4	1	1,2	1	0,6	2,5	<0,4	<0,4	0,6
Bi	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	0,4	0,2	0,2	0,2	0,1
Cd	<0,8	0,8	0,8	1,1	0,8	0,9	1	1	1	<0,8
Ce	20	18	58	29,6	20,3	12,9	81,4	6,2	6,4	24,5
Co	5,2	13	5,7	3,8	5,6	6	2,8	5,3	3,6	5,9
Cs	10,2	3,6	2,6	17,8	14,3	6,9	2,3	3,6	1,7	7,3
Cu	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Dy	3,66	3,62	18,20	4,81	3,83	3,07	8,24	1,55	1,33	4,64
Er	2,36	2,51	18,20	3,51	2,34	2,41	5,46	0,90	0,91	3,64
Eu	0,11	0,07	0,55	0,27	0,06	0,04	0,75	0,79	0,46	0,12
Ga	19,9	20,1	13,7	21,5	22,5	22,3	22,9	12,8	13,5	21,1
Gd	2,65	2,45	10,70	2,96	2,15	1,65	7,80	1,07	1,32	3,57
Ge	2,9	3,2	2,9	2,9	2,9	2,8	2,2	2,4	2,9	3
Ho	0,64	0,73	4,88	0,77	0,72	0,64	1,59	0,25	0,30	1,01
In	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
K	40500	45000	41700	42200	40700	42000	36600	50000	40300	40300
La	8,87	7,54	28,6	13,30	8,76	5,96	40,3	3,28	3,36	11,20
Li	117	32	16	103	122	65	16	16	32	65
Lu	0,38	0,36	3,75	0,49	0,37	0,38	0,74	0,09	0,13	0,81
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	13,1	13	3,9	13,9	15,1	16,4	14,9	4,3	4,8	12,5
Nd	8,76	7,97	27,2	13,45	10,55	5,64	35,8	3,17	3,22	11,50
Ni	10	10	10	10	10	10	20	150	10	10
Pb	8,2	5,9	21,4	5,4	6,3	6,1	20	42,5	29,8	7,4
Pr	2,55	2,02	6,95	3,79	2,63	1,54	9,53	0,76	0,86	2,86
Rb	434	402	201	454	519	506	149	142	123,5	469
Re	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Sb	<0,3	0,7	0,7	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
Se	3	9	4	8	5	<3	7	7	7	<3
Sm	2,66	3,20	7,09	2,99	2,83	1,40	9,08	0,91	0,81	2,52
Sn	8	6	5	10	9	8	4	4	3	13
Sr	30	50	100	40	40	30	130	100	70	40
Ta	2,18	1,70	0,36	1,44	1,52	1,30	0,91	0,35	0,59	1,07
Tb	0,45	0,52	2,12	0,65	0,43	0,34	1,21	0,13	0,14	0,53
Te	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	8,1	10,6	21,7	12,9	12,3	11,1	15,3	1	0,5	10,7
Tl	2,26	1,66	1,02	2,31	2,63	2,10	0,70	0,59	0,56	1,95
Tm	0,40	0,41	3,15	0,43	0,39	0,44	0,82	0,16	0,14	0,64
U	3,1	4,7	12,8	5,5	5,7	5,1	4,8	0,9	0,8	4,2
V	6	5	7	9	7	4	10	6	5	7
W	8,3	51,7	28	13,1	38,9	43,3	6,9	37,2	21,9	39,4
Y	24,5	28	177,5	31,4	24,9	20,9	57,3	8,9	9,1	33,4
Yb	2,34	2,98	25	3,30	3,04	3,46	5,63	1,24	0,97	4,77
Zn	50	40	30	50	50	50	50	30	30	60
B	19	20	18	26	31	23	25	37	28	31
F	2480	2270	490	1070	2410	2590	2760	2540	470	340
Cr	12	6	8	10	10	7	9	13	9	11
Sc	3	1	4	4	4	5	4	2	2	5
Zr	83	75	92	87	73	61	194	25	23	75
K/Rb	93,32	111,94	207,46	92,95	78,42	83,00	245,64	352,11	326,32	85,93
U/Th	0,38	0,44	0,59	0,43	0,46	0,46	0,31	0,90	1,60	0,39
Rb/Sr	14,47	8,04	2,01	11,35	12,98	16,87	1,15	1,42	1,76	11,73
A/CNK	1,10	1,05	1,03	1,11	1,11	1,09	1,01	1,06	1,09	1,10

Eine grundlegende Klassifizierung der Proben ist mit der Abb. 23 und Abb. 24 graphisch dargestellt. Alle Proben sind nach dem TAS-Klassifizierungsdiagramm nach Middlemost (1994) als Meta-Granite einzustufen und zudem besitzen sie einheitlich einen peraluminösen Charakter. Überdies sind diese Gesteine als S-Typ Granite einzustufen, beispielsweise anhand ihres peraluminösen Charakters ($A/CNK > 1$) und ihres niedrigen Sr-Gehaltes von 30 - 130 ppm.

Es zeigt sich, dass sich die Proben VM19-10, VM19-19, AM19-23 und AM19-24 von den restlichen des Orthogneises, die in sich im Grunde homogen sind, geochemisch etwas unterscheiden. AM19-23 und AM19-24 verhalten sich dabei in etwa gleich.

In der Abb. 25 und Abb. 26 ist zu sehen, dass VM19-10 und VM19-19 angereicherter an inkompatiblen Elementen wie SEE, Zr und Y sind. Die Mylonite AM19-23 und AM19-24 sind im Gegenzug abgereicherter an diesen Elementen. Fast alle Proben weisen ferner eine negative Eu-Anomalie auf, doch AM19-23 und AM19-24 eine positive.

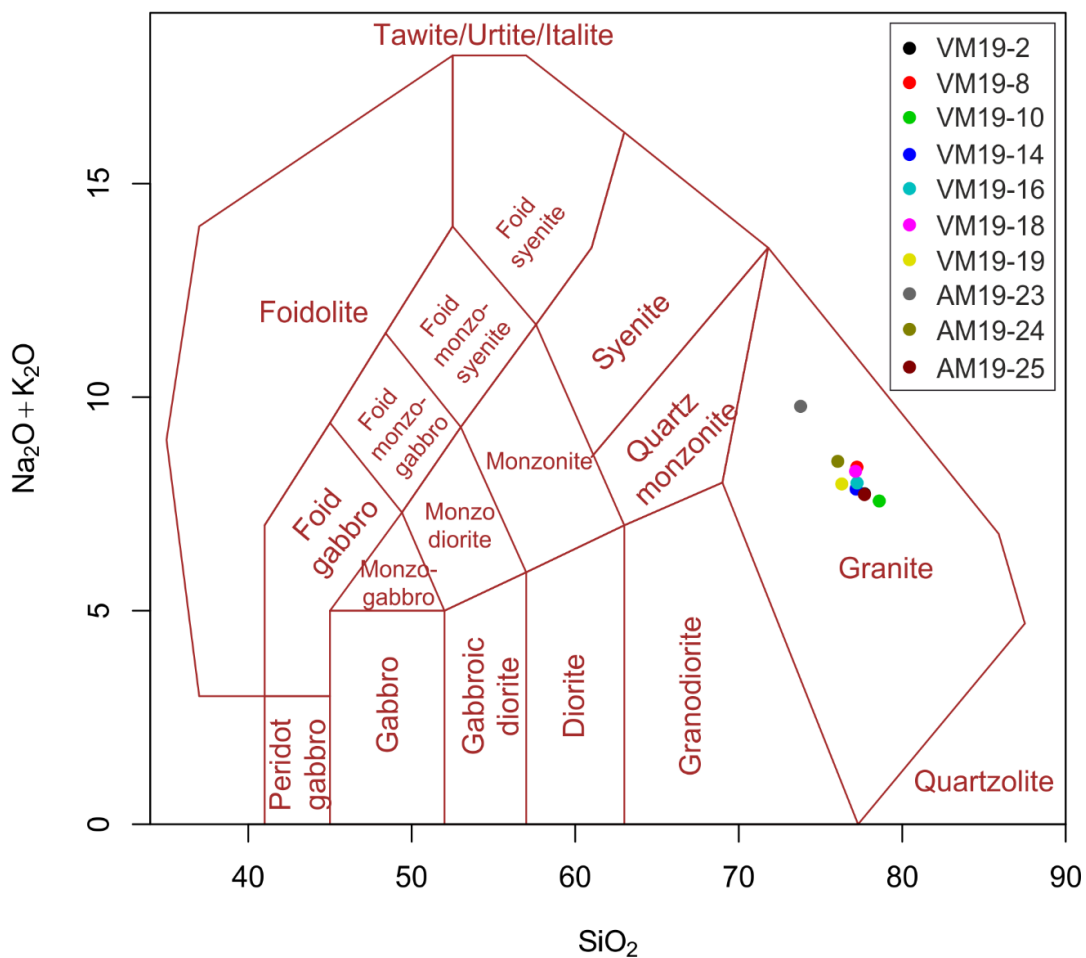


Abb. 23: TAS-Klassifizierungsdiagramm der Plutonite nach Middlemost (1994) für die analysierten Proben.

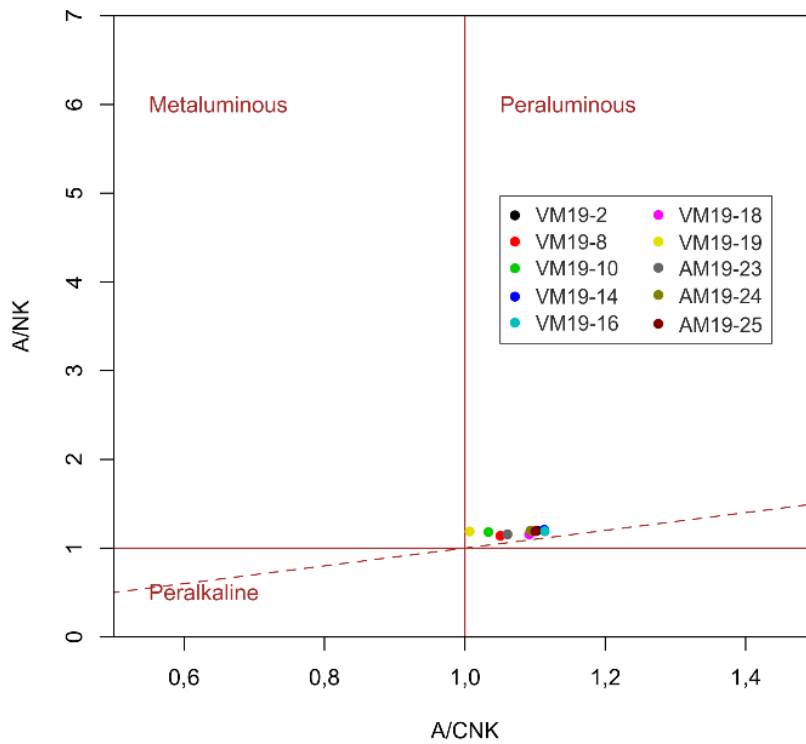


Abb. 24: Darstellung der Peraluminosität der analysierten Proben mittels A/CNK vs. A/NK (nach Shand, 1943).

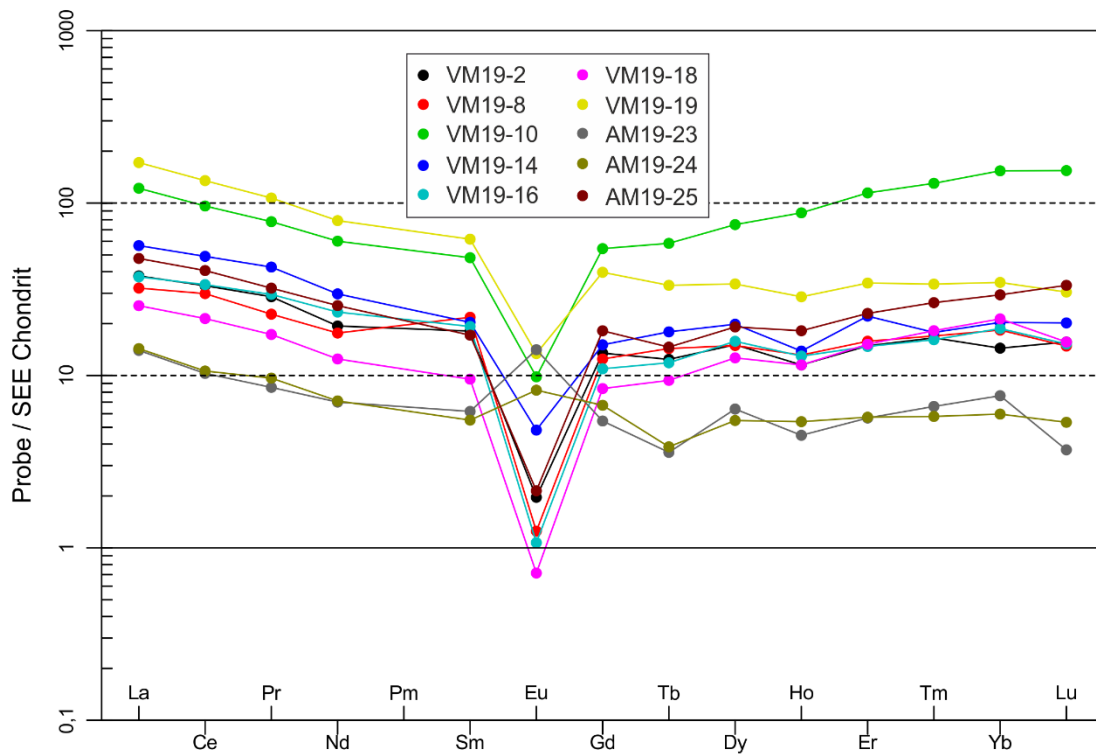


Abb. 25: Chondrit-normalisiertes SEE-Verteilungsmuster der analysierten Proben nach (Anders & Grevesse, 1989).

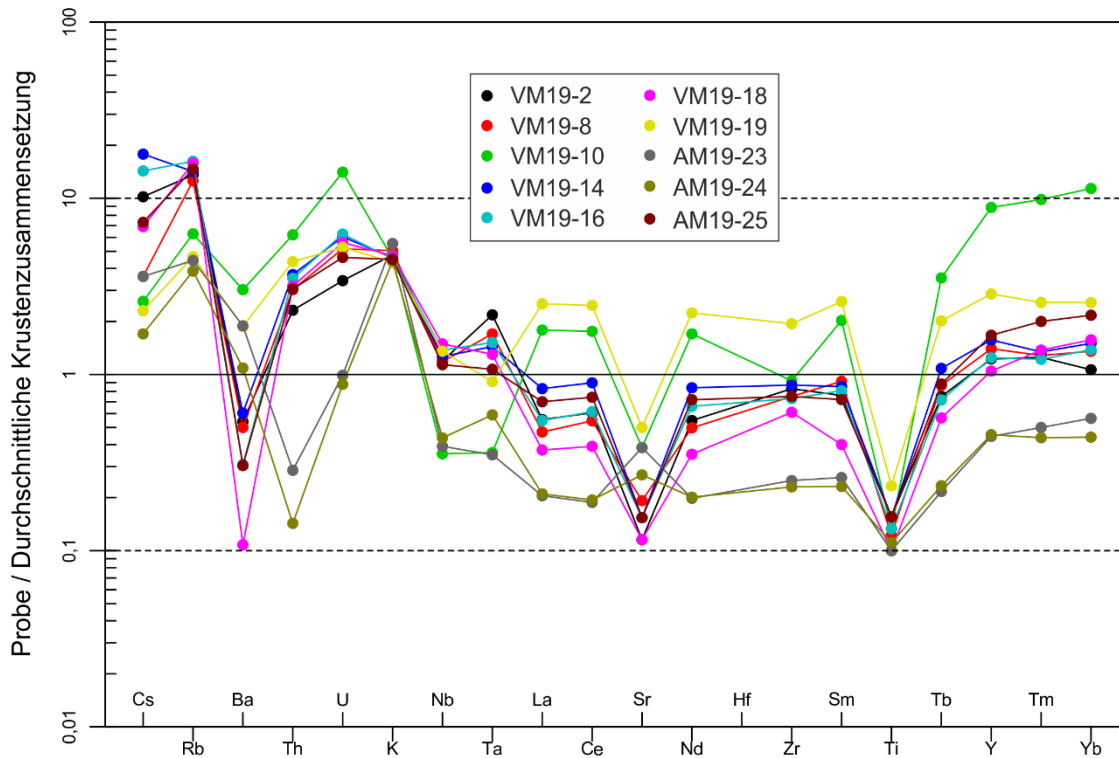


Abb. 26: Spurenelement-Verteilungsmuster der analysierten Proben, normalisiert nach der durchschnittlichen Krustenzusammensetzung (nach Taylor & McLennan, 1995).

4.4.1 Vergleich mit anderen Granitoiden des böhmischen Massivs

Um die in dieser Arbeit untersuchten Gesteine im großtektonischeren Rahmen zu betrachten, wurden die geochemischen Ergebnisse mit denen anderer Gneise des böhmischen Massivs verglichen. Die aussagekräftigsten und zusammenfassendsten Diagramme werden hier vorgelegt (Abb. 27 bis Abb. 33).

Die Beobachtung, dass sich die Proben VM19-10, VM19-19, AM19-23 und AM19-24 von den restlichen des Orthogneises geochemisch etwas unterscheiden, wird hier fortgeführt.

Der Laimbach Gneis weist von allen verglichenen Proben eine geringste Ähnlichkeit mit dem Dobra und Spitz Gneis auf. Diese Begebenheit ist im Rb-Sr Harker-Diagramm (Abb. 32) sehr gut ersichtlich. Der Dobra und Spitz Gneis besitzen einen weitaus höheren Sr-Gehalt, typisch für I-Typ Granite, wohingegen der Laimbach Gneis einen für S-Typ Granite typischen niedrigen Sr-Gehalt aufweist. In den weiteren Diagrammen zeigen sie ebenso die stärkste Diskrepanz zu den in dieser Arbeit untersuchten Orthogneisen.

Aufgrund seiner hohen F-Gehalte wurden die leptinitischen Gneise aus dem Bayrischen Wald nach Richter & Stettner (1983) zum Vergleich hinzugezogen, dessen F gar noch stärker angereichert ist als im Laimbach Gneis (Abb. 29). Die restliche Chemie zeigt jedoch keine größere Ähnlichkeit.

Die größten Ähnlichkeiten mit dem gegenständlichen Orthogneis zeigen der Gföhl Gneis, der Moldanubische Granulit und der Blaník Gneis. Der Blaník Gneis schert innerhalb dieses

Vergleiches jedoch am stärksten aus. Im Vergleich zum Laimbach Gneis, dem Gföhl Gneis und dem Moldanubischen Granulit hat er einen erhöhten Gehalt von P_2O_5 (Abb. 27) und einen niedrigeren Gehalt von Zr (Abb. 28). Zudem ist Ba (Abb. 31) sehr niedrig, und U (Abb. 33) durchschnittlich stark erhöht.

Das K-Rb-Verhältnis in Abb. 30 zeigt grundlegend, dass der Laimbach Gneis zu den am stärksten differenzierten in dieser Darstellung gehört, aufgrund seines niedrigen K/Rb-Verhältnisses und dem hohen SiO_2 -Gehalt.

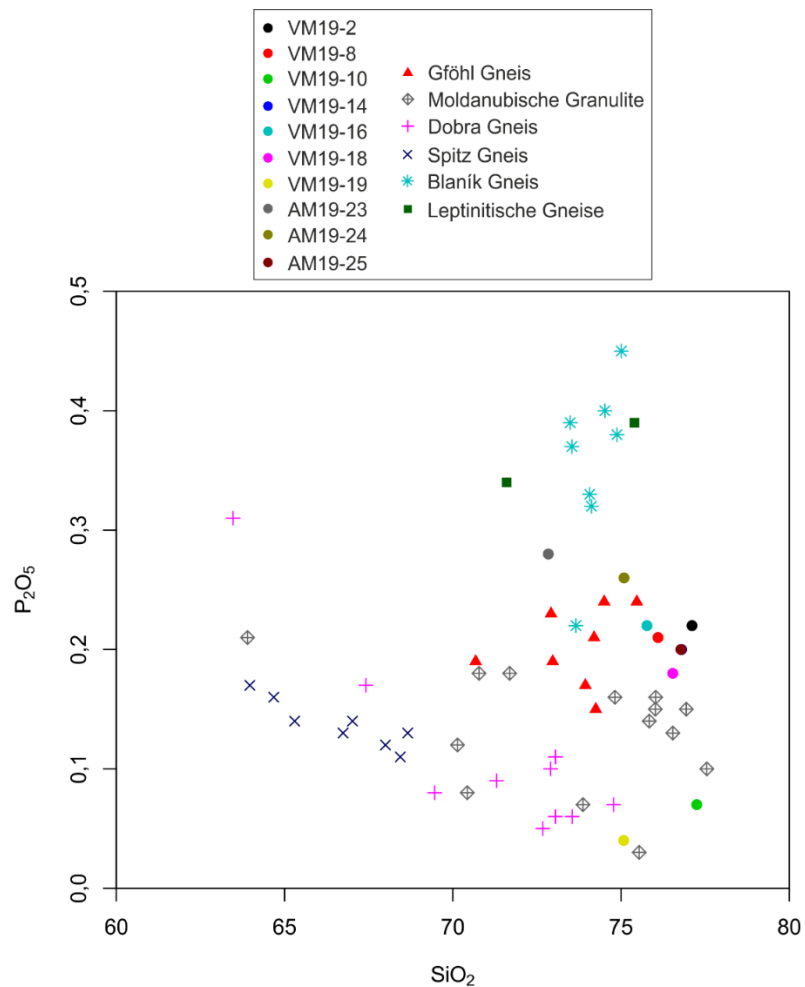


Abb. 27: SiO_2 - P_2O_5 Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blaník Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983).

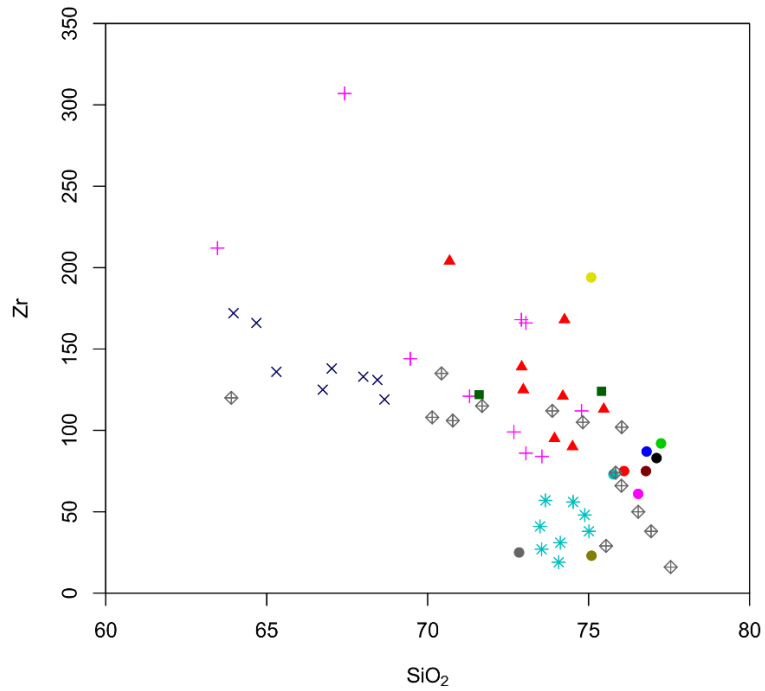


Abb. 28: SiO_2 -Zr Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blaník Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983). Legende siehe Abb. 27.

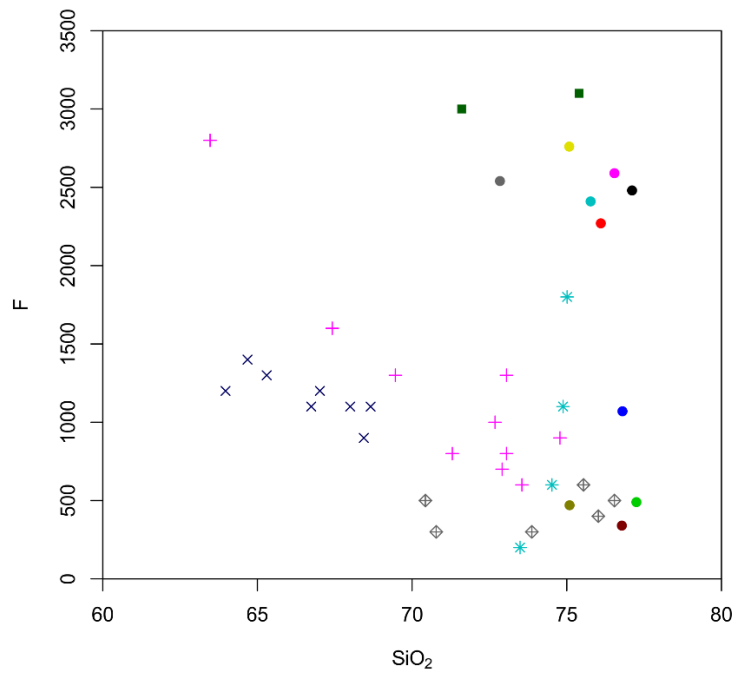


Abb. 29: SiO_2 -F Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blaník Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983). Legende siehe Abb. 27.

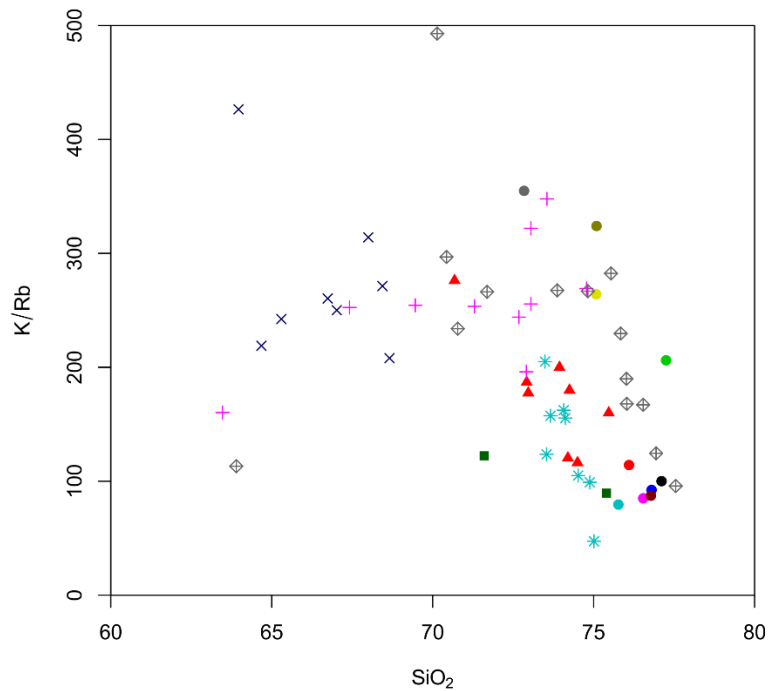


Abb. 30: SiO₂-K/Rb Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blanik Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983). Legende siehe Abb. 27.

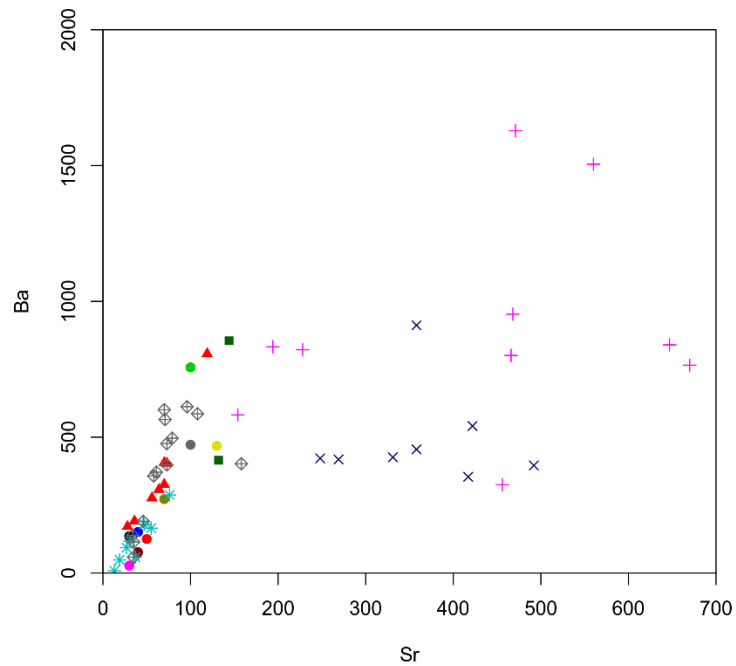


Abb. 31: Sr-Ba Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blanik Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983). Legende siehe Abb. 27.

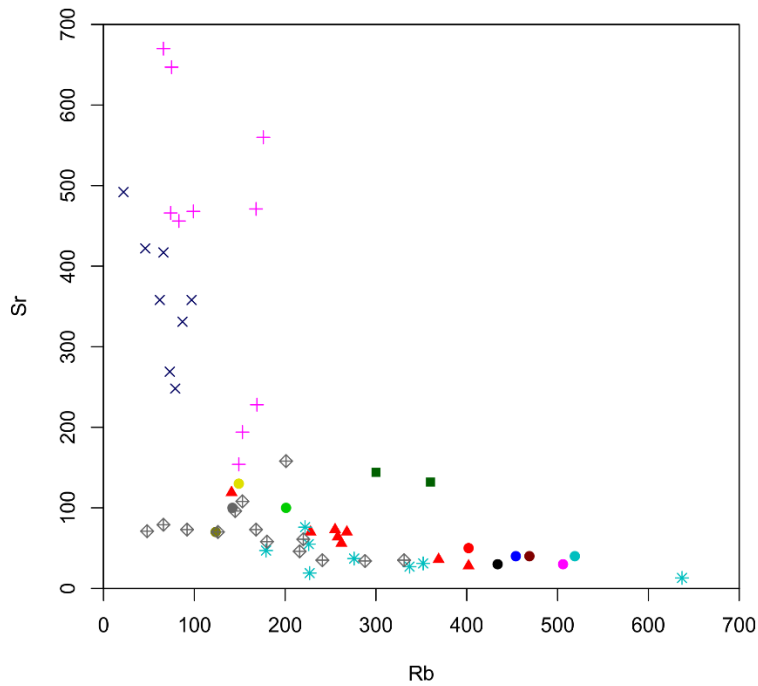


Abb. 32: Rb-Sr Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blaník Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983). Legende siehe Abb. 27.

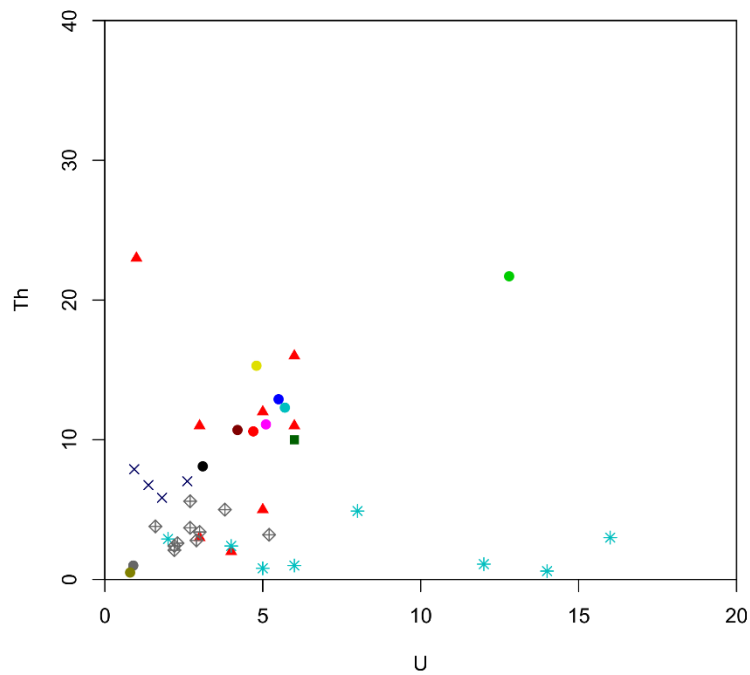


Abb. 33: U-Th Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blaník Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983). Legende siehe Abb. 27.

4.5 Mineralchemie

Feldspat:

Von den Proben VM19-14, VM19-18, AM19-23 und AM19-25 wurden 56 ausgewählte Feldspat-Körner mittels Punktmessungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde analysiert. Die daraus resultierenden 85 Messungen sind in dem ternären Feldspat-Diagramm (Abb. 34) dargestellt.

Aus den Proben VM19-14 und AM19-23 wurden weiters je 2 Körner für Profilmessungen ausgewählt (Abb. 35 bis Abb. 38). Die Einzelpunktmessungen der Profile belaufen sich auf insgesamt 80, 20 je Profil. Ausschnitte aus den Profilmessungen sind in der Tabelle 4 bis Tabelle 7 gezeigt.

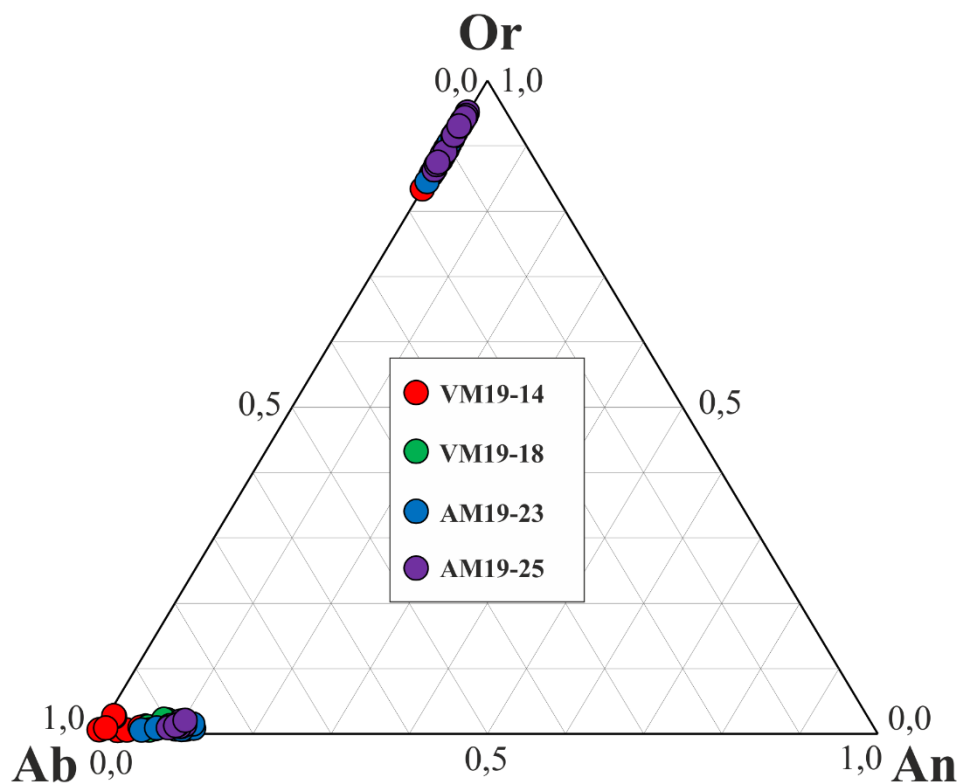


Abb. 34: Ternäres Diagramm von Feldspäten aus den Proben VM19-14, VM19-18, AM19-23 und AM19-25.

Alle vier Proben weisen eine sich kaum bis nicht voneinander unterscheidende Feldspat-Zusammensetzung auf. Die Anorthit-Komponente in den Plagioklasen ist gering und die Albit-Komponente macht etwa 84 – 99 Mol% aus.

Alle gemessenen Profile zeigen eine leicht bis stark ausgeprägte Zonierung gegen den Rand der gemessenen Feldspäte, wobei der Anorthit-Gehalt noch weiter zurücktritt und der Albit-Gehalt bis fast zu 100 Mol% ansteigt.

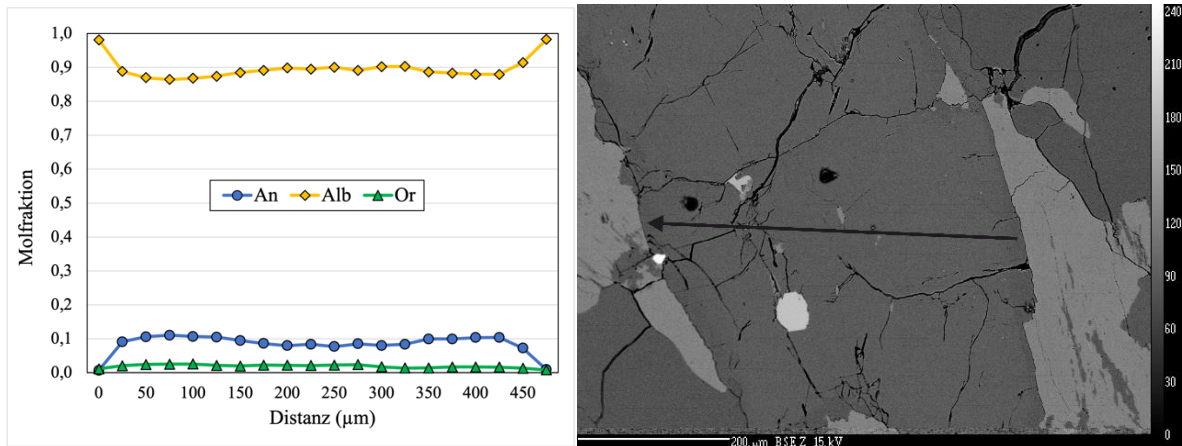


Abb. 35: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Feldspat der Probe VM19-14. Links ist die Zonierung der Endglieder gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Feldspates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 200 μm .

Tabelle 4: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Feldspates der Probe VM19-14 aus Abb. 35. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 8 Sauerstoffatome durchgeführt.

	Distanz (μm)		
	0	250	475
SiO₂	67,68	65,58	67,92
TiO₂	0,00	0,01	0,00
Al₂O₃	19,90	21,15	19,92
FeO	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,01	0,00
MgO	0,00	0,00	0,01
CaO	0,16	1,65	0,20
Na₂O	11,80	10,62	11,74
K₂O	0,22	0,40	0,15
Total	99,73	99,40	99,93
Si	2,97	2,90	2,97
Al	1,03	1,10	1,03
Ti	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,08	0,01
Na	1,00	0,91	1,00
K	0,01	0,02	0,01
Total	5,02	5,01	5,02
Or	1,18	2,25	0,85
Ab	98,11	90,02	98,23
An	0,71	7,73	0,92

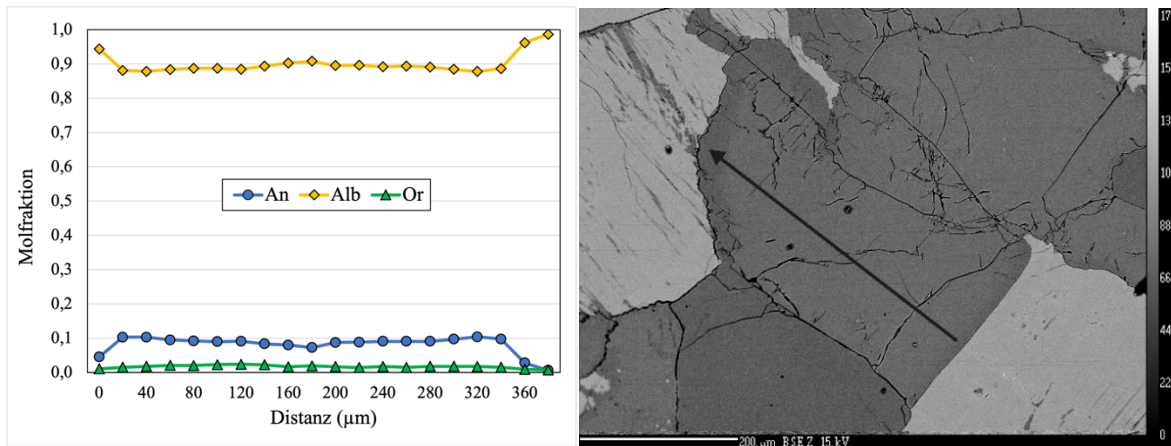


Abb. 36: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Feldspat der Probe VM19-14. Links ist die Zonierung der Endglieder gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Feldspates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 200 µm.

Tabelle 5: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Feldspates der Probe VM19-14 aus Abb. 36. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 8 Sauerstoffatome durchgeführt.

	Distanz (µm)		
	0	200	380
SiO₂	67,00	66,66	68,21
TiO₂	0,00	0,03	0,00
Al₂O₃	20,47	21,16	19,78
FeO	0,03	0,01	0,01
MnO	0,00	0,02	0,01
MgO	0,00	0,00	0,00
CaO	0,98	1,90	0,14
Na₂O	11,21	10,72	11,81
K₂O	0,20	0,32	0,13
Total	99,87	100,81	100,08
Si	2,94	2,91	2,98
Al	1,06	1,09	1,02
Ti	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00
Ca	0,05	0,09	0,01
Na	0,95	0,91	1,00
K	0,01	0,02	0,01
Total	5,01	5,01	5,01
Or	1,09	1,75	0,73
Ab	94,34	89,49	98,64
An	4,57	8,77	0,63

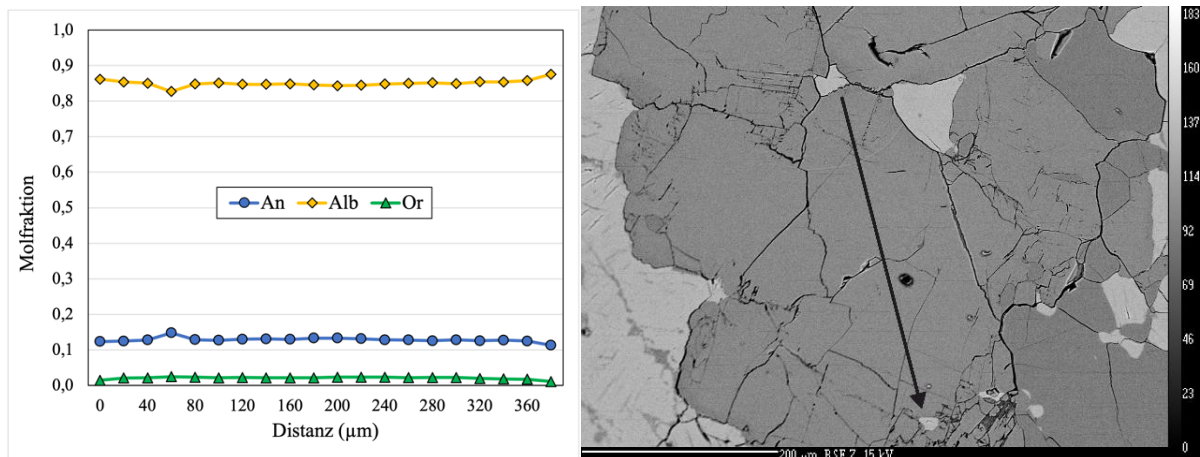


Abb. 37: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Feldspat der Probe AM19-23. Links ist die Zonierung der Endglieder gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Feldspates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 200 µm.

Tabelle 6: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Feldspates der Probe AM19-23 aus Abb. 37. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 8 Sauerstoffatome durchgeführt.

	Distanz (µm)		
	0	200	380
SiO₂	64,18	64,23	64,85
TiO₂	0,01	0,02	0,01
Al₂O₃	21,97	22,18	21,98
FeO	0,01	0,01	0,01
MnO	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00
CaO	2,68	2,84	2,43
Na₂O	10,31	9,91	10,38
K₂O	0,26	0,42	0,20
Total	99,42	99,57	99,84
Si	2,85	2,85	2,86
Al	1,15	1,16	1,14
Ti	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00
Ca	0,13	0,13	0,11
Na	0,89	0,85	0,89
K	0,01	0,02	0,01
Total	5,03	5,01	5,02
Or	1,45	2,32	1,11
Ab	86,17	84,34	87,56
An	12,39	13,34	11,33

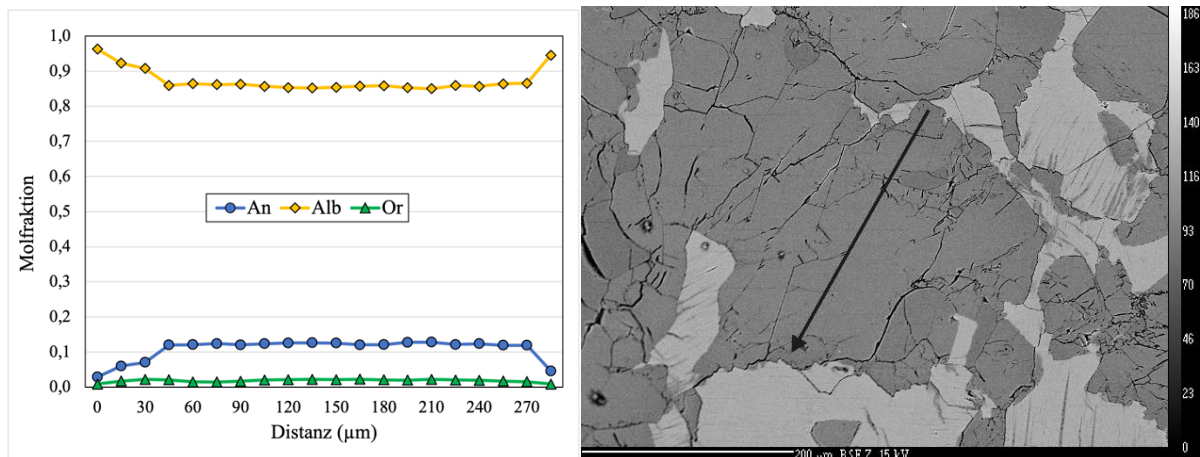


Abb. 38: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Feldspat der Probe AM19-23. Links ist die Zonierung der Endglieder gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Feldspates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 200 µm.

Tabelle 7: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Feldspates der Probe AM19-23 aus Abb. 38. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 8 Sauerstoffatome durchgeführt.

	Distanz (µm)		
	0	150	285
SiO ₂	66,99	64,60	66,98
TiO ₂	0,01	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	20,35	22,08	20,69
FeO	0,02	0,02	0,02
MnO	0,01	0,03	0,03
MgO	0,00	0,01	0,00
CaO	0,62	2,67	0,99
Na ₂ O	11,55	10,08	11,24
K ₂ O	0,16	0,38	0,15
Total	99,71	99,86	100,11
Si	2,95	2,85	2,93
Al	1,05	1,15	1,07
Ti	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00
Ca	0,03	0,13	0,05
Na	0,98	0,86	0,95
K	0,01	0,02	0,01
Total	5,02	5,01	5,01
Or	0,85	2,09	0,85
Ab	96,28	85,39	94,56
An	2,87	12,52	4,59

Granat:

Von der Probe AM19-23 wurden 4 ausgewählte Granat-Körner mittels Profilmessungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde analysiert (Abb. 39 bis Abb. 42). Die Einzelpunktmessungen der Profile belaufen sich auf insgesamt 57. Ausschnitte aus den Profilmessungen sind in der Tabelle 8 bis Tabelle 11 gezeigt.

Entgegen der Feldspäte zeigen die gemessenen Granate so gut wie keine Zonierung. Den größten Anteil mit etwa 82 - 86 Mol% stellt die Komponente des Almandins. Nachfolgend, mit

einem weitaus geringeren Gehalt von rund 9 – 13 Mol%, kommt Pyrop, dann Spessartin mit 3 5 Mol% und anschließend, kaum mehr vorhanden, Grossular mit weniger als 2 Mol%.

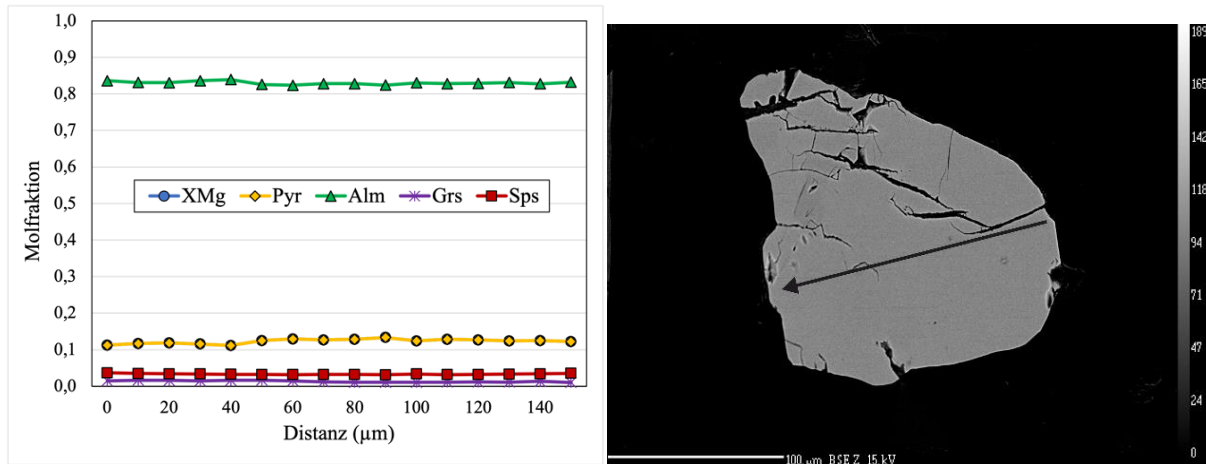


Abb. 39: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Granat der Probe AM19-23. Links ist die Zonierung der Endglieder und X_{Mg} gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Granates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 100 µm. Die xMg -Linie überschneidet sich im linken Diagramm mit der Pyrop-Linie, daher ist sie kaum zu sehen.

Tabelle 8: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Granates der Probe AM19-23 aus Abb. 39. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.

	Distanz (µm)		
	10	70	140
SiO₂	37,00	37,08	37,02
TiO₂	0,01	0,00	0,01
Al₂O₃	21,45	21,55	21,29
Cr₂O₃	0,00	0,01	0,00
FeO	37,40	37,36	37,42
MnO	1,53	1,42	1,48
MgO	2,90	3,15	3,10
CaO	0,59	0,44	0,47
Total	100,87	101,00	100,80
Si	2,97	2,97	2,97
Ti	0,00	0,00	0,00
Al	2,03	2,03	2,02
Cr	0,00	0,00	0,00
Fe_{tot}	2,51	2,50	2,51
Mn	0,10	0,10	0,10
Mg	0,35	0,38	0,37
Ca	0,05	0,04	0,04
Total	8,01	8,01	8,02
Alm	83,12	82,81	82,76
Sps	3,49	3,25	3,38
Pyr	11,67	12,67	12,50
Grs	1,68	1,23	1,33

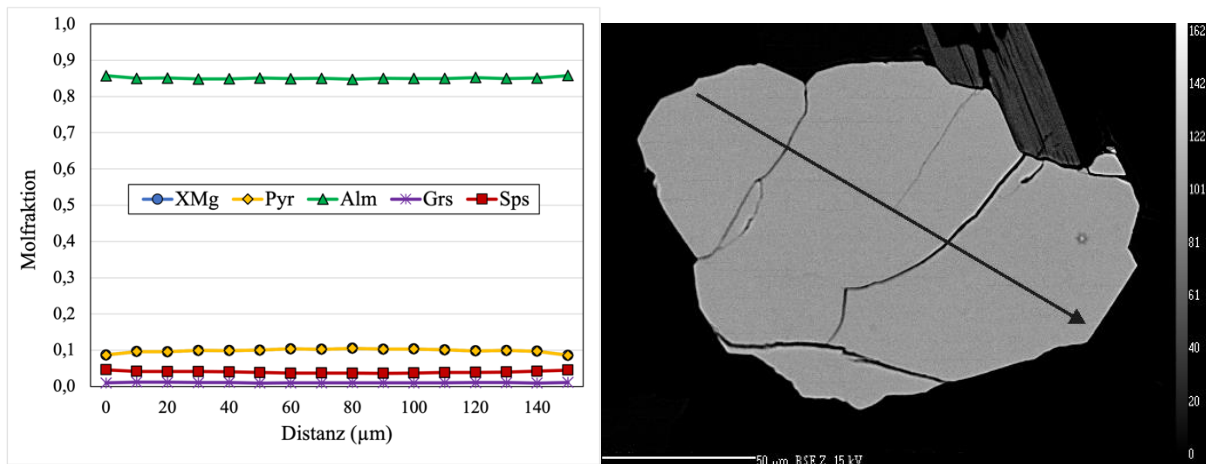


Abb. 40: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Granat der Probe AM19-23. Links ist die Zonierung der Endglieder und X_{Mg} gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Granates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 50 μm . Die xMg -Linie überschneidet sich im linken Diagramm mit der Pyrop-Linie, daher ist sie kaum zu sehen.

Tabelle 9: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Granates der Probe AM19-23 aus Abb. 40. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.

	Distanz (μm)		
	10	70	140
SiO₂	36,71	36,67	36,60
TiO₂	0,00	0,02	0,00
Al₂O₃	21,43	21,50	21,42
Cr₂O₃	0,02	0,00	0,02
FeO	37,51	37,88	37,51
MnO	1,80	1,61	1,83
MgO	2,37	2,52	2,39
CaO	0,42	0,35	0,33
Total	100,25	100,55	100,09
Si	2,97	2,96	2,97
Ti	0,00	0,00	0,00
Al	2,05	2,05	2,05
Cr	0,00	0,00	0,00
Fe_{tot}	2,54	2,56	2,55
Mn	0,12	0,11	0,13
Mg	0,29	0,30	0,29
Ca	0,04	0,03	0,03
Total	8,00	8,01	8,01
Alm	85,01	85,01	85,10
Sps	4,16	3,72	4,22
Pyr	9,62	10,26	9,71
Grs	1,21	0,99	0,95

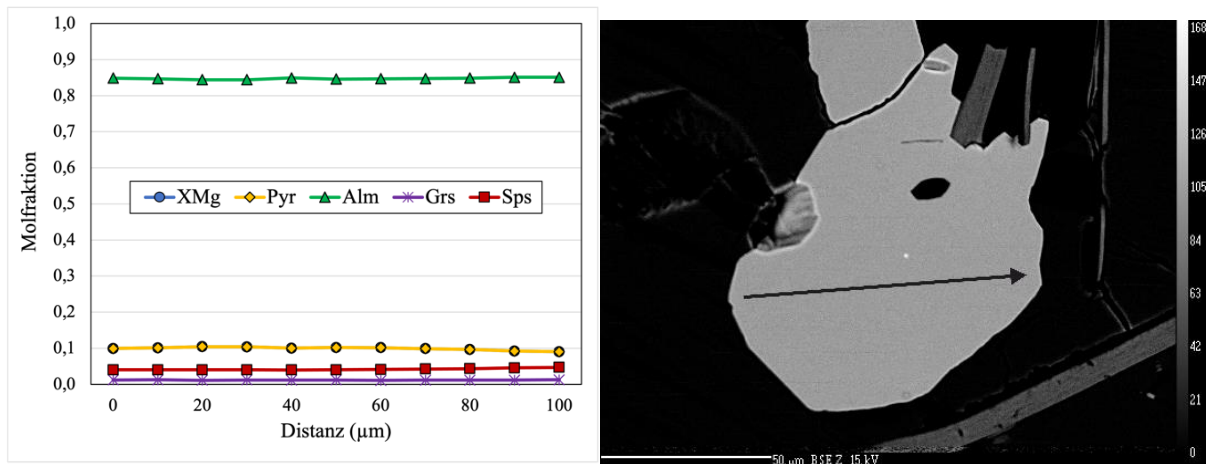


Abb. 41: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Granat der Probe AM19-23. Links ist die Zonierung der Endglieder und X_{Mg} gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Granates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 50 μm . Die xMg -Linie überschneidet sich im linken Diagramm mit der Pyrop-Linie, daher ist sie kaum zu sehen.

Tabelle 10: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Granates der Probe AM19-23 aus Abb. 41. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.

	Distanz (μm)		
	10	50	90
SiO₂	37,05	36,74	36,92
TiO₂	0,00	0,01	0,00
Al₂O₃	20,97	21,19	21,30
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,01
FeO	37,50	37,85	37,51
MnO	1,75	1,74	1,99
MgO	2,51	2,51	2,28
CaO	0,43	0,42	0,40
Total	100,20	100,45	100,39
Si	3,00	2,97	2,99
Ti	0,00	0,00	0,00
Al	2,00	2,02	2,03
Cr	0,00	0,00	0,00
Fe_{tot}	2,54	2,56	2,54
Mn	0,12	0,12	0,14
Mg	0,30	0,30	0,27
Ca	0,04	0,04	0,03
Total	8,00	8,02	8,00
Alm	84,67	84,60	85,06
Sps	4,00	4,00	4,56
Pyr	10,10	10,18	9,21
Grs	1,24	1,19	1,17

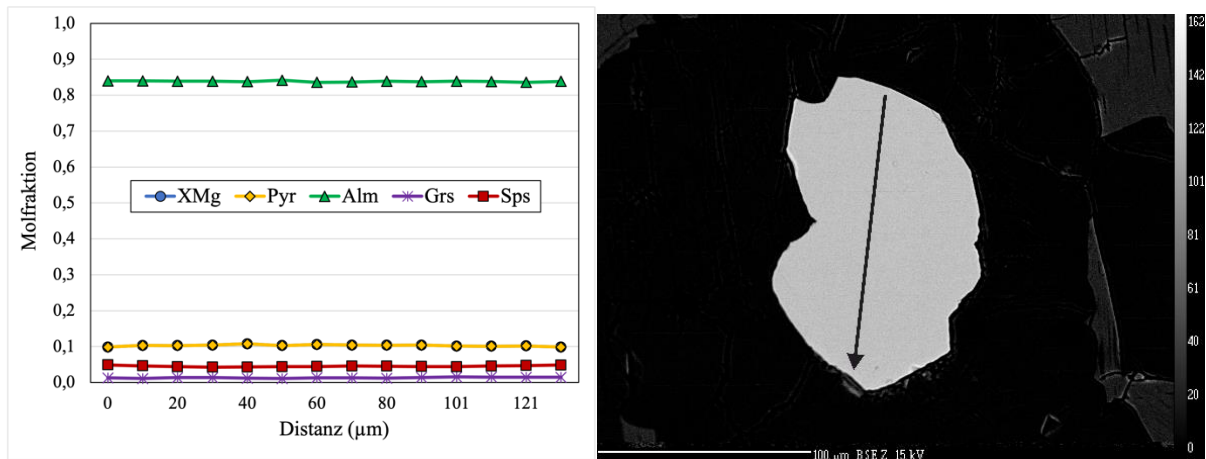


Abb. 42: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Granat der Probe AM19-23. Links ist die Zonierung der Endglieder und X_{Mg} gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Granates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 100 μm . Die x_{Mg} -Linie überschneidet sich im linken Diagramm mit der Pyrop-Linie, daher ist sie kaum zu sehen.

Tabelle 11: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Granates der Probe AM19-23 aus Abb. 42. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.

	Distanz (μm)		
	10	70	121
SiO₂	36,94	36,33	36,54
TiO₂	0,01	0,00	0,00
Al₂O₃	21,50	21,46	21,47
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,02
FeO	37,04	37,11	37,40
MnO	2,02	1,97	2,03
MgO	2,55	2,54	2,50
CaO	0,38	0,45	0,52
Total	100,44	99,86	100,44
Si	2,98	2,95	2,96
Ti	0,00	0,00	0,00
Al	2,04	2,06	2,05
Cr	0,00	0,00	0,00
Fe_{tot}	2,50	2,52	2,53
Mn	0,14	0,14	0,14
Mg	0,31	0,31	0,30
Ca	0,03	0,04	0,05
Total	8,00	8,02	8,02
Alm	83,95	83,66	83,55
Sps	4,64	4,59	4,71
Pyr	10,30	10,43	10,20
Grs	1,12	1,29	1,49

Biotit:

Von den Proben VM19-14, VM19-18, AM19-23 und AM19-25 wurden 29 ausgewählte Biotit-Körner durch Punktmessungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde analysiert. Die Maximum-, Minimum- und Mittelwert-Werte der daraus resultierenden 42 Messungen sind in Tabelle 12 dargestellt.

Probe VM19-14: 12 Punktmessungen, 4 Körner

Probe VM19-18: 9 Punktmessungen, 9 Körner

Probe AM19-23: 11 Punktmessungen, 10 Körner

Probe AM19-25: 10 Punktmessungen, 6 Körner

In der Gesamtheit sind die Biotite relativ homogen. Durch den FeO- und MgO-Gehalt bzw. X_{Mg} unterscheiden sie sich innerhalb einer Probe nicht sehr stark, etwas stärker jedoch zwischen den Proben. Die Gesamtbandbreite von X_{Mg} läuft von minimal 0,09 bis maximal 0,39.

Tabelle 12: Maximum-, Minimum- und Mittelwert-Werte der 42 EMS-Messungen von Biotit der Proben VM19-14, VM19-18, AM19-23 und AM19-25. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und X_{Mg} . Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.

Probe	VM19-14			VM19-18			AM19-23			AM19-25		
	Max	Min	Mittel	Max	Min	Mittel	Max	Min	Mittel	Max	Min	Mittel
SiO ₂	35,84	34,63	35,37	35,09	34,18	34,68	35,08	34,32	34,69	36,06	34,48	35,32
TiO ₂	2,37	1,69	2,17	2,07	1,11	1,42	3,69	2,33	3,10	2,90	1,61	1,98
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	20,58	19,18	19,86	21,88	20,19	21,00	21,03	18,65	19,84	20,74	19,77	20,24
FeO	24,63	23,09	23,79	26,21	24,84	25,68	21,95	20,23	21,09	23,76	22,85	23,36
MnO	0,48	0,45	0,46	0,44	0,39	0,41	0,08	0,03	0,06	0,59	0,49	0,54
NiO	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02
MgO	3,62	3,05	3,42	1,71	1,36	1,54	7,15	5,92	6,62	3,61	3,39	3,50
CaO	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,09	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01
Na ₂ O	0,23	0,15	0,19	0,20	0,12	0,18	0,13	0,07	0,11	0,28	0,12	0,18
K ₂ O	9,59	9,34	9,45	9,59	9,26	9,40	9,50	8,48	9,27	9,64	9,45	9,54
Total	95,89	93,88	94,72	94,90	93,57	94,30	95,56	92,79	94,78	95,35	93,83	94,66
Si	2,78	2,73	2,76	2,78	2,71	2,75	2,70	2,65	2,67	2,79	2,73	2,76
Ti	0,14	0,10	0,13	0,12	0,07	0,08	0,21	0,13	0,18	0,17	0,10	0,12
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,91	1,78	1,83	2,05	1,89	1,96	1,90	1,72	1,80	1,90	1,81	1,86
Fe _{tot}	1,62	1,50	1,56	1,74	1,65	1,70	1,43	1,32	1,36	1,57	1,49	1,53
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,04	0,03	0,04
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,42	0,36	0,40	0,20	0,16	0,18	0,83	0,69	0,76	0,42	0,39	0,41
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03
K	0,96	0,93	0,94	0,96	0,94	0,95	0,94	0,85	0,91	0,96	0,94	0,95
Total	7,70	7,65	7,68	7,70	7,66	7,68	7,73	7,66	7,71	7,72	7,66	7,68
X_{Mg}	0,21	0,19	0,20	0,11	0,09	0,10	0,39	0,32	0,36	0,22	0,20	0,21

Mineralaggregate:

Um die über die Polarisationsmikroskopie noch gebliebene Unsicherheit zu klären, ob es sich bei der Mineralparagenese der rundlichen Aggregate tatsächlich nur um Sillimanit und Quarz handelt, wurde ein solches Aggregat aus der Probe VM19-14 und eines aus der Probe VM19-18 mit der Elektronenstrahlmikrosonde untersucht. Dabei wurden insgesamt 14 Punktmessungen durchgeführt und die Vermutung konnte bestätigt werden. Die Ergebnisse sind in der Tabelle 13 und Tabelle 14 gezeigt.

In Kombination mit den petrographischen Beobachtungen ist das gemessene Alumosilikat eindeutig als Sillimanit und nicht als Disthen oder Andalusit bestimmt.

Probe VM19-14: 8 Punktmessungen (3 Sil, 5 Qz), 6 Körner (2 Sil, 4 Qz)

Probe VM19-18: 6 Punktmessungen (2 Sil, 4 Qz), 4 Körner (2 Sil, 2 Qz)

Tabelle 13: EMS-Messungen von Sillimanit und Quarz eines Sillimanit-Quarz-Aggregates der Probe VM19-14. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%) und Kationen. Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.

	Sil	Sil	Sil	Qz	Qz	Qz	Qz	Qz
SiO₂	36,70	36,64	36,36	100,37	100,44	100,66	100,37	101,21
TiO₂	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,01	0,01
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al₂O₃	63,43	63,79	63,56	0,03	0,01	0,06	0,03	0,01
FeO	0,23	0,21	0,26	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00
MnO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
NiO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
CaO	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Na₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	100,39	100,66	100,19	100,38	100,49	100,81	100,34	101,21
Si	2,17	2,16	2,16	5,50	5,50	5,49	5,50	5,50
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	4,43	4,44	4,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_{tot}	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	6,61	6,62	6,62	5,50	5,50	5,50	5,50	5,50

Tabelle 14: EMS-Messungen von Sillimanit und Quarz eines Sillimanit-Quarz-Aggregates der Probe VM19-18. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%) und Kationen. Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.

	Sil	Sil	Qz	Qz	Qz	Qz
SiO₂	37,27	37,01	99,36	99,37	99,26	98,93
TiO₂	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al₂O₃	62,47	62,95	0,01	0,01	0,02	0,04
FeO	0,16	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na₂O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
K₂O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Total	99,90	100,11	99,39	99,39	99,24	98,94
Si	2,21	2,20	5,50	5,50	5,50	5,50
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	4,38	4,40	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe_{tot}	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	6,60	6,60	5,50	5,50	5,50	5,50

4.6 Schwermineralkonzentrate und RAMAN Spektroskopie

In allen 3 untersuchten Proben (VM19-14, VM19-17 und AM19-25) der Schwermineralkonzentratfraktion 0,25 - 0,5 mm konnte Topas mit der RAMAN-Spektroskopie nachgewiesen werden. Darunter soll ein Topas aus der Probe VM19-14 als Beispiel dienen (Abb. 43 bis Abb. 45). Dieser Topas wurde mikrospektroskopisch identifiziert, zum einen anhand des charakteristischen Fingerabdruckmusters der Raman-aktiven Schwingungen, zum anderen anhand des charakteristischen PL-Fingerabdruckmusters der Emissionen von Spuren-Cr³⁺.

Weiters wurden bei der Herstellung und Untersuchung der Schwermineralkonzentrate der Fraktion <0,25 mm für die Zirkone in den Proben VM19-14 und AM19-25 Granat und Monazit gefunden.

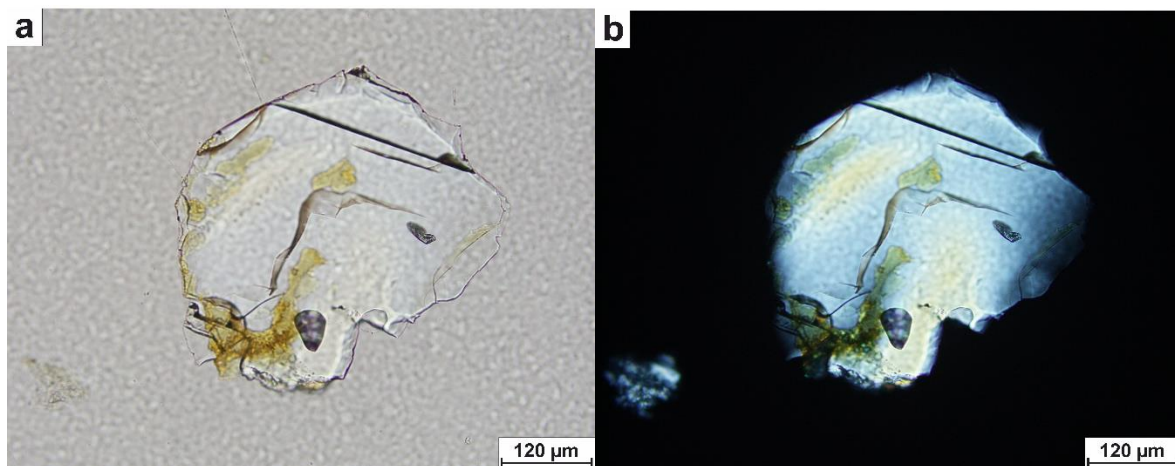


Abb. 43: Aufnahme eines Topases mit dem Polarisationsmikroskop unter a) parallelen Polarisatoren und b) gekreuzten Polarisatoren.

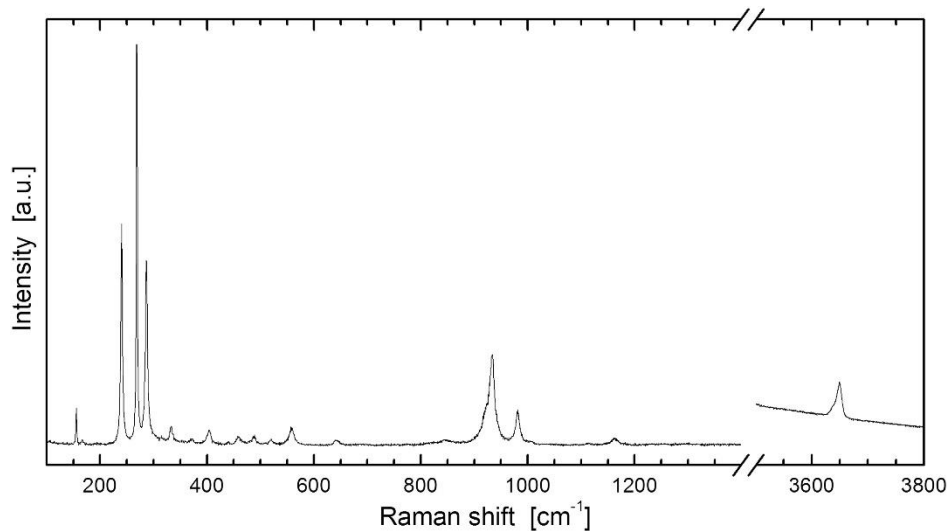


Abb. 44: Raman-Spektrum von Topas aus der Probe VM19-14, in den „Gitter“ und Hydroxyl-Streckungsregionen. Letztere ist durch Laser-induzierte PL im nahen Infrarotspektralbereich vom Hintergrund beeinflusst.

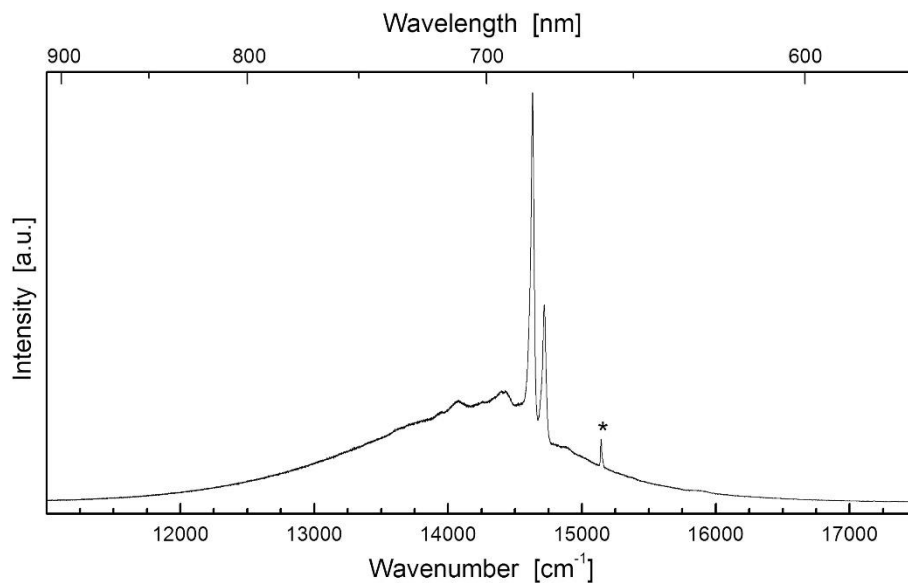


Abb. 45: Emissions-Spektrum von Topas aus der Probe VM19-14. Der Stern markiert das durch den 532-nm-Laser angeregte O-H-Streckungs-Raman-Band.

4.7 Geochronologie

Insgesamt wurden 30 ausgewählte Zirkone mit der U-Pb-Methode datiert, 16 von der Probe VM19-14 und 14 von der Probe AM19-25. Die Probe VM19-14 ist hierbei in eine Fraktion kleinerer Zirkone und einer Fraktion größerer Zirkone unterteilt worden. Die Ergebnisse der einzelnen Messungen sind in Abb. 46 dargestellt.

Im Gesamten ergeben die Messungen folgende Tera-Wasserburg Concordia Alter (Abb. 47 bis Abb. 49):

475,32 ± 1,04 Ma und 474,76 ± 2,89 Ma für die Probe VM19-14 und 473,45 ± 1,54 Ma für die Probe VM19-25.

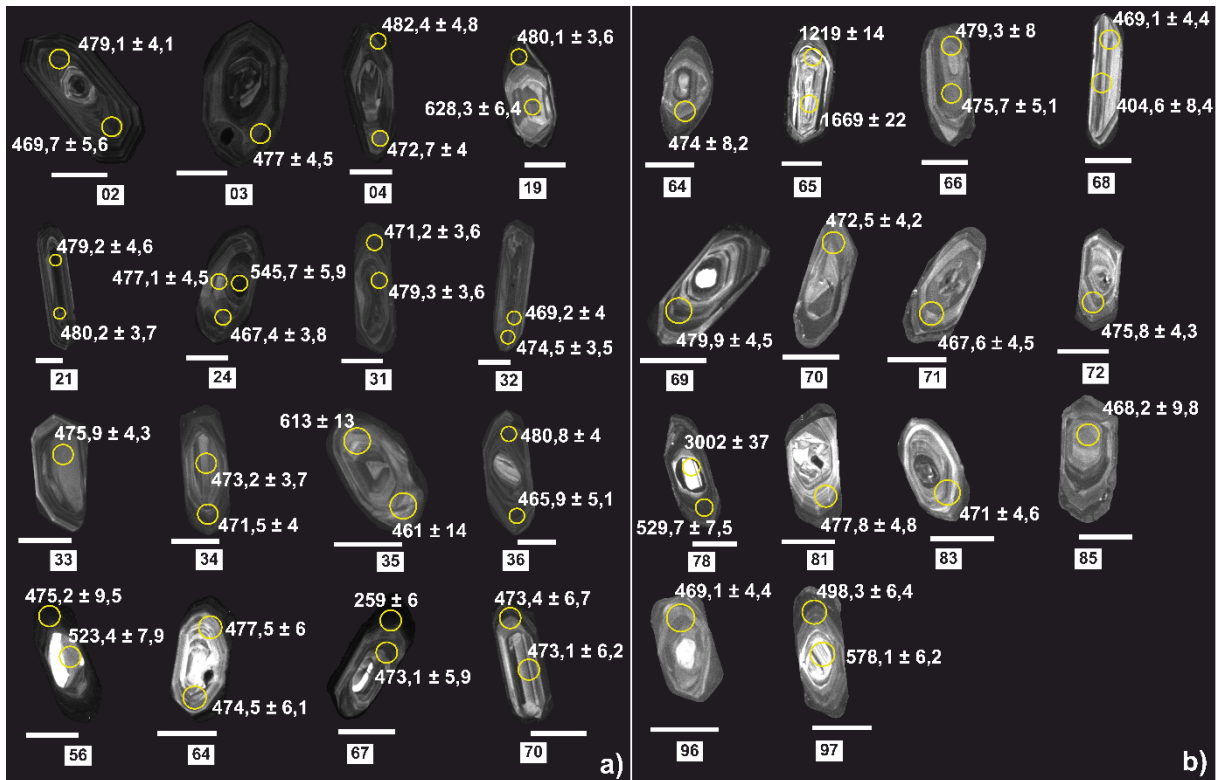


Abb. 46: Kathodolumineszenz-Aufnahmen der datierten Proben mit den Messpunkten und den jeweiligen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Altern und 2 SE Unsicherheitsabschätzungen. a) Analysen der Probe VM19-14. Die Zirkone Nr. 56, 64, 67 und 70 zählen hierbei zur kleineren Fraktion, die anderen zur größeren. b) Analysen der Probe AM19-25. Die weißen Längenmaßstäbe entsprechen $50\mu\text{m}$.

Alle untersuchten Zirkone haben eine oszillierende Zonierung gemein, sowie einen kurzprismatischen Habitus mit Längen von etwa $90 - 250\ \mu\text{m}$ und Breiten von rund $30-80\ \mu\text{m}$. Ihre Länge/Breite-Verhältnisse variieren von etwa $1,7:1$ bis maximal $4:1$. Weiters zeigen sie einen dunklen KL-Rand. Neben eher einheitlichen Kernen weisen manche auch metamikte Kerne auf (z.B. Zirkon Nr. 3 und 81). Für die meisten Messungen wurde die oszillierende Zonierung ausgewählt und bei einigen Zirkonen wurden auch die Kerne datiert. Bei ein paar Zirkonen ist ein dunkler äußerer Rand bzw. Anwachssaum zu sehen, der die Innenzone diskordant kreuzt (z.B. Zirkon Nr. 81 und 67).

Die Th/U-Verhältnisse reichen von $0,03$ bis $1,03$. Die meisten Alter sammeln sich um etwa $470 - 480\ \text{Ma}$ aus Messungen aus den oszillierenden Mantelzonen der Zirkone, welche mit den Concordia-Altern übereinstimmen.

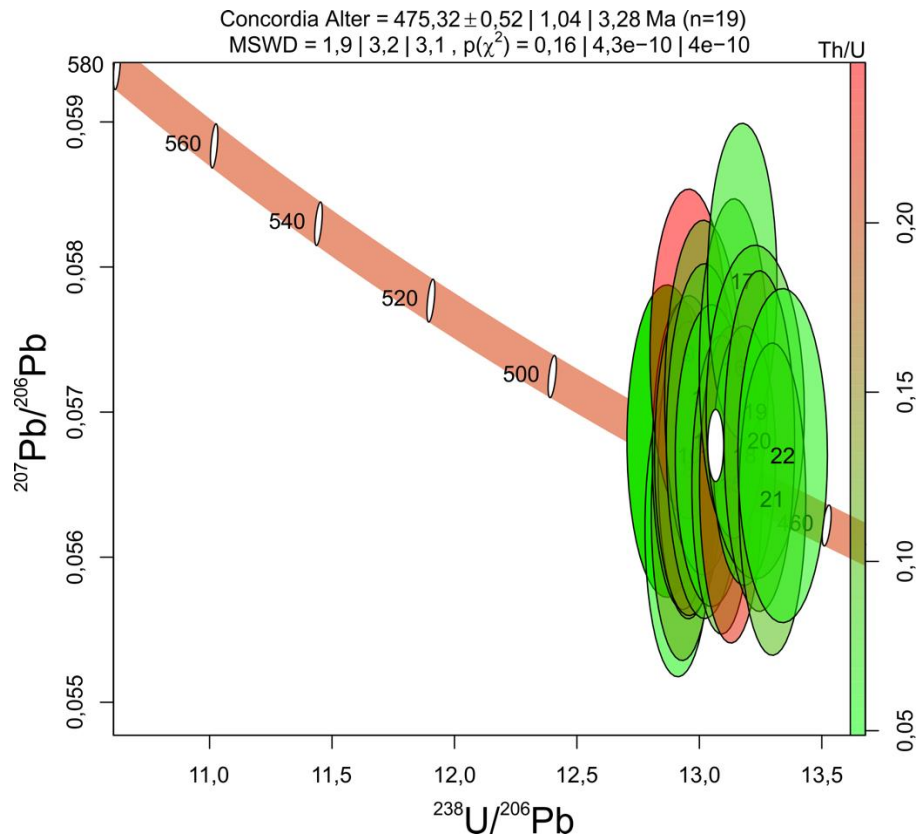


Abb. 47: Tera-Wasserburg Concordia Diagramm der größeren Zirkonfraktion der Probe VM19-14. Die Ellipsen definieren die $475,32 \pm 0,52$ Ma Concordia Altersgruppe.

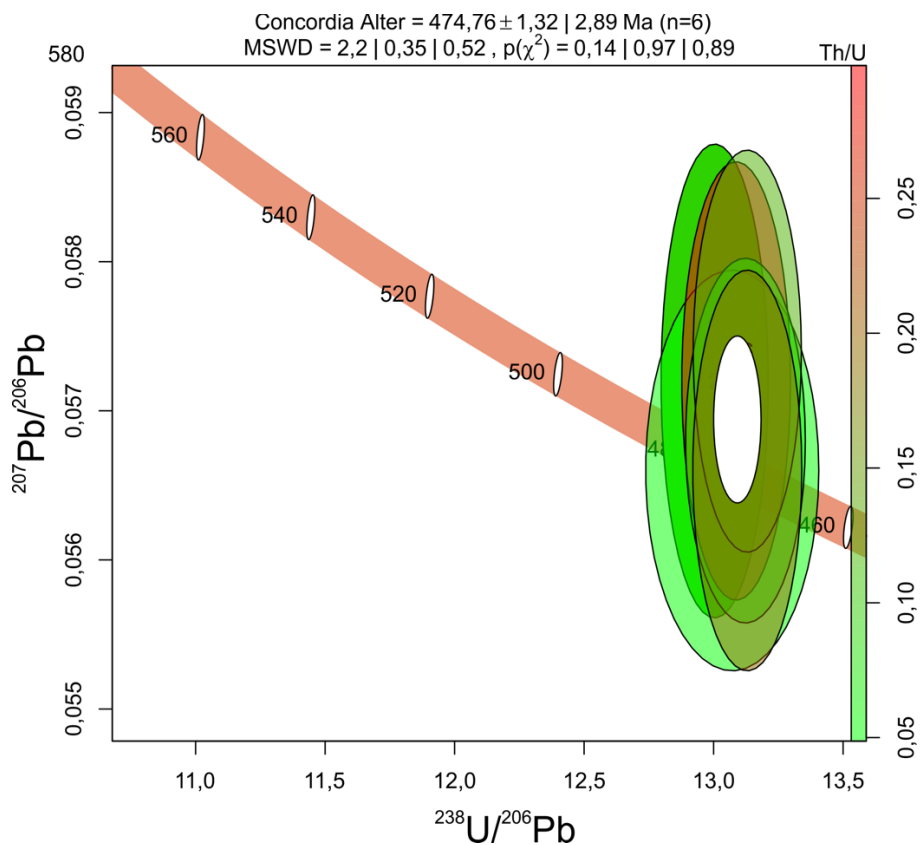


Abb. 48: Tera-Wasserburg Concordia Diagramm der kleineren Zirkonfraktion der Probe VM19-14. Die Ellipsen definieren die $474,76 \pm 1,32$ Ma Concordia Altersgruppe.

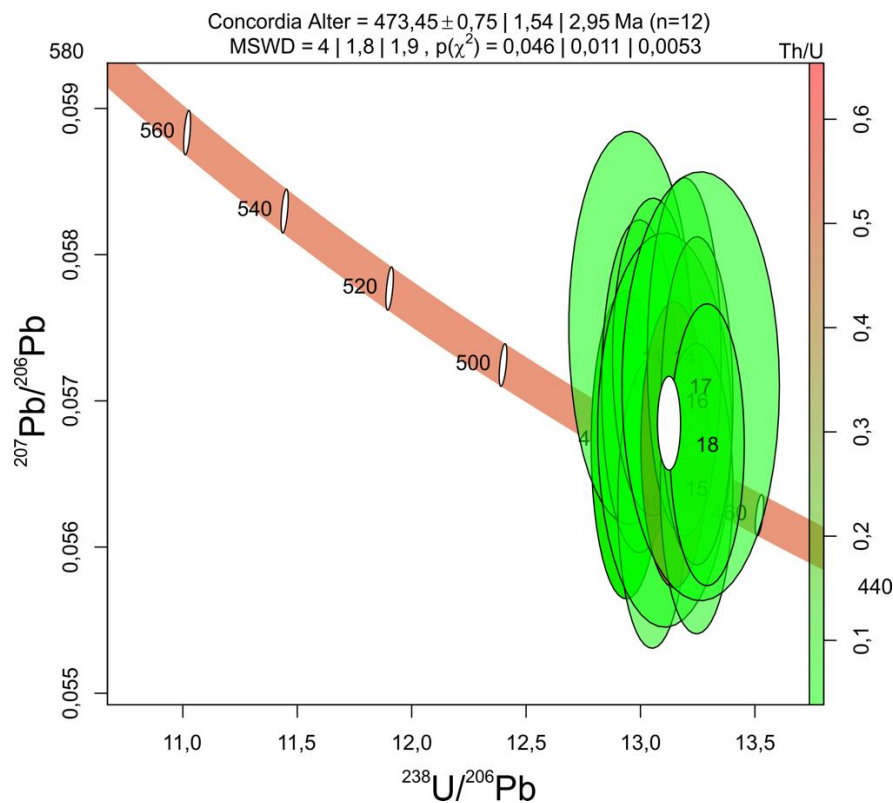


Abb. 49: Tera-Wasserburg Concordia Diagramm der Zirkone der Probe AM19-25. Die Ellipsen definieren die $473,45 \pm 0,75$ Ma Concordia Altersgruppe.

4.8 Phasendiagramme

Zu Beginn wurden die Metamorphosebedingungen des Gesamtgesteins modelliert, die in dem p-T-Diagramm der Gleichgewichtsparagenesen gezeigt sind (Abb. 50).

Die thermodynamischen Daten stammen hierfür von Holland & Powell (1998, aktualisiert 2002). Für Granat wurde das Mischungsmodell *Gt(HP)* von Holland & Powell (1998), für Biotit das Mischungsmodell *Bi(W)* von White et al. (2014), für Feldspat das Mischungsmodell *feldspar* von Fuhrman & Lindsley (1988) und für Schmelze das Mischungsmodell *melt(HP)* von Holland & Powell (2001).

Für das Einsetzen der Gesamtgesteinschemie in die Modellierung wurde über alle analysierten Proben (VM19-2, VM19-8, VM19-10, VM19-14, VM19-16, VM19-18, VM19-19, AM19-23, AM19-24 und AM19-25) gemittelt.

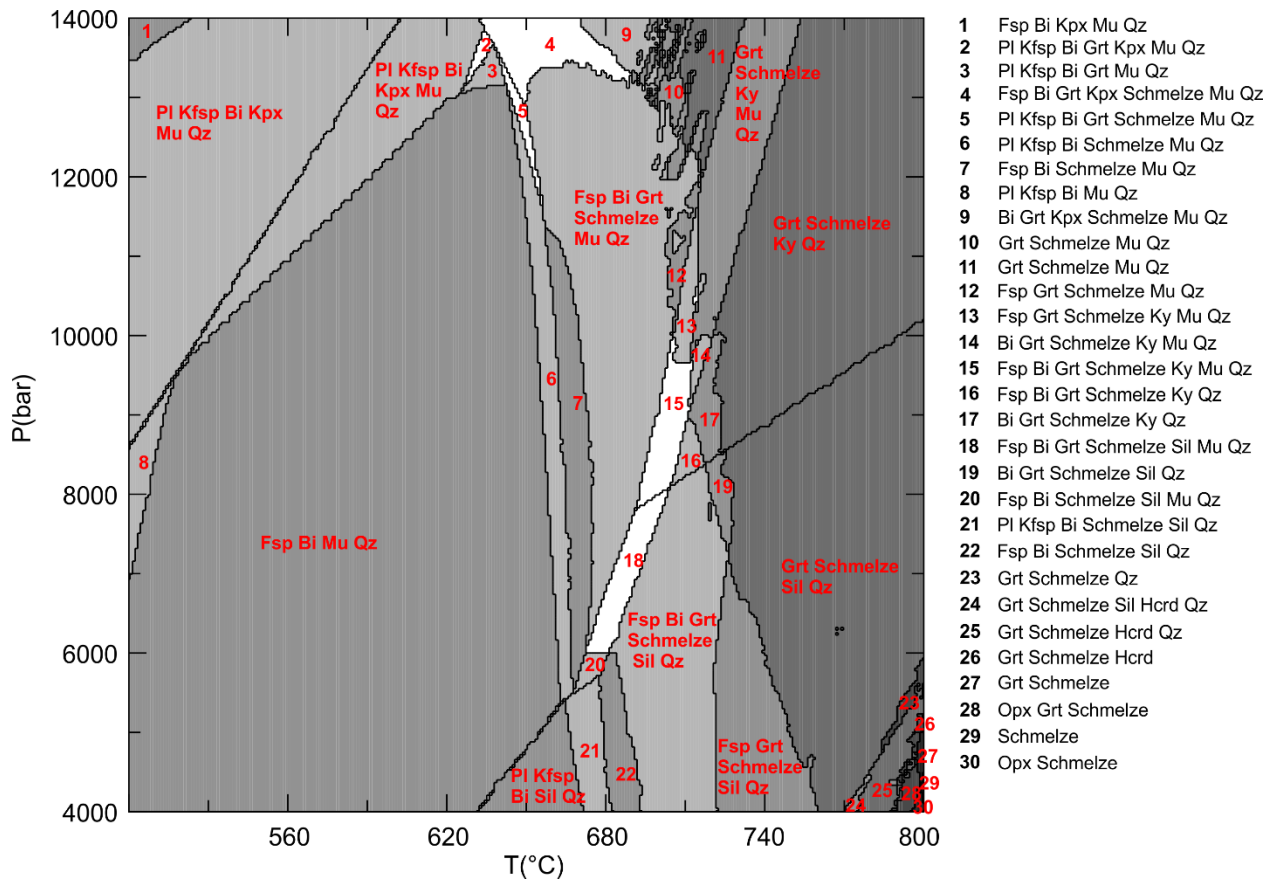


Abb. 50: Gleichgewichtszusammensetzungs-p-T-Diagramm aller Proben, basierend auf der Gesamtgesteinschemie mit einer Annahme von 10% CO₂ und 90% H₂O.

Für den Orthogneis zeigt sich, dass die Gleichgewichtsparagenese Nr. 18, *Feldspat + Biotit + Granat + Schmelze + Sillimanit + Muskovit + Quarz*, (Abb. 50) am besten mit den petrographischen Erkenntnissen und der weiteren Analytik übereinstimmt. Sie deckt die beobachtete Mineralparagenese am genauesten ab.

Liest man dazu nun die Abb. 51 mit den gemessenen Zusammensetzungen der angeführten Minerale im Hinterkopf, lässt sich ein Druck- und Temperaturbereich des Gesteins ableiten. Bei der Granat-Mineralchemie von rund 82 - 86 Mol% Almandin-Komponente, etwa 9 - 13 Mol% Pyrop, 3 - 5 Mol% Spessartin und weniger als 2 Mol% Grossular, der Biotit-Mineralchemie von rund 9 - 39 Mol% Phlogopit und der Feldspat-Zusammensetzung von etwa 87 - 99 Mol% Albit, ist die Stabilität der Gleichgewichtszusammensetzung einzugrenzen auf einen Bereich bei etwa 680 °C und 5 - 7 kbar. In Abb. 50 markiert dies die linke untere Hälfte des Feldes Nr. 18, wo zudem erst die ersten Schmelzbildungen vorhanden sind. Dort sind die Vol% der Schmelze noch niedriger als bei höheren Temperaturen.

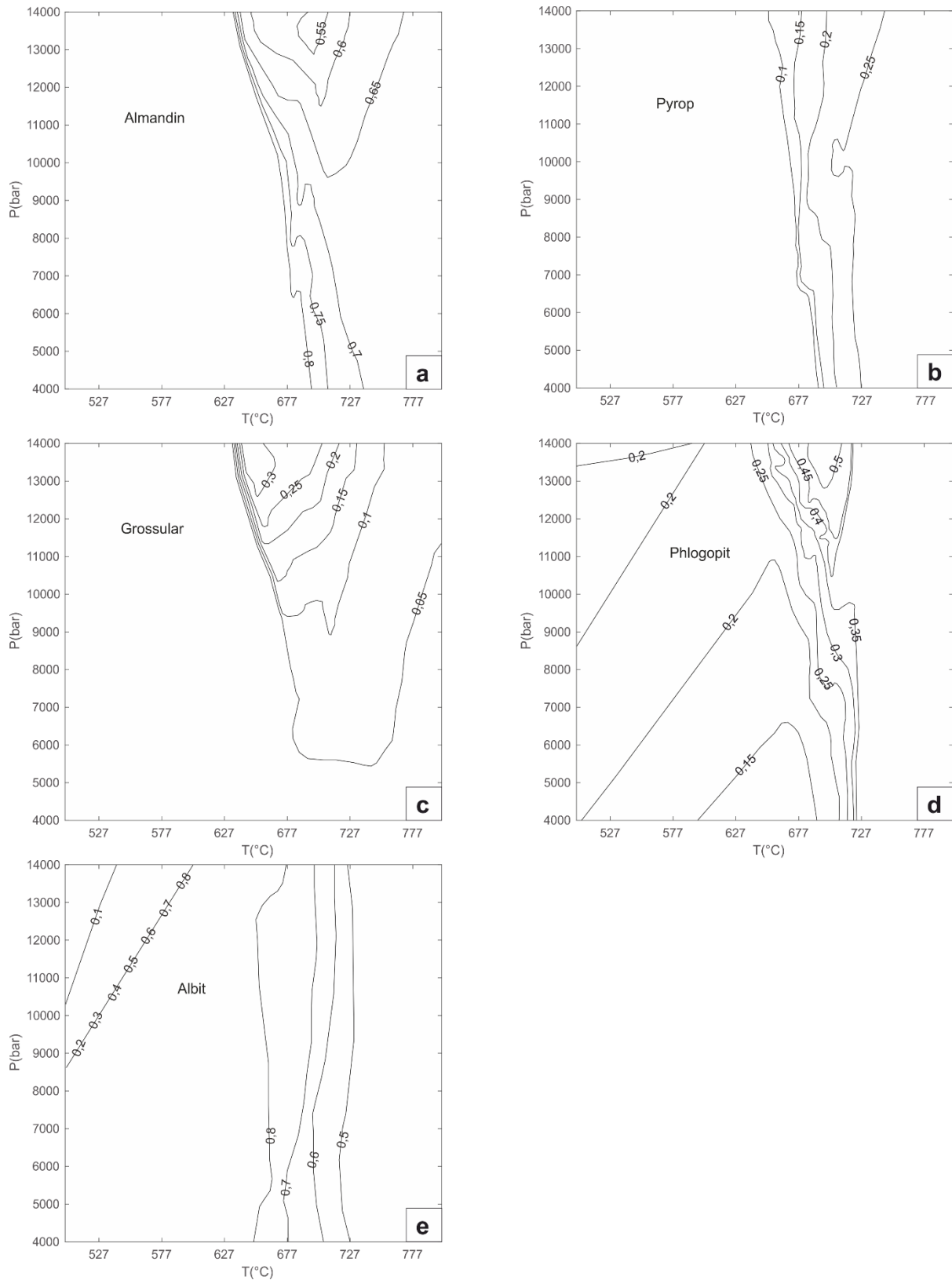


Abb. 51: Isoplethen der Gleichgewichtszusammensetzung von a) Almandin, b) Pyrop, c) Grossular, d) Phlogopit und e) Albit im p-T-Diagramm mit einer Annahme von 10% CO₂ und 90% H₂O.

5. Diskussion

Die umfassende geochronologische, geochemische, petrologische bis strukturgeologische Untersuchung des Laimbach Gneises sollte zu einer genaueren Klassifizierung dessen und besseren Verständnisses seiner Entwicklung führen. Diese könnte für unsere Auffassung des großtektonischen Umfeldes dieses Gesteines gleichsam ein klärender Beitrag sein.

Die vorangegangenen beschriebenen Ergebnisse dieser Untersuchung seien in diesem Kapitel näher interpretiert und diskutiert.

Klassifizierung des Gesteins:

Der Ortho- und nicht Paragesteinscharakter dieses Gneises konnte mit der Ermittlung der Haupt- und Spurelementgehalte bestätigt werden, sowie eine exakte Eingrenzung als Metagranit oder -rhyolith (Abb. 23) mit einem S-Typ granitischen Charakter. Es wurde dadurch weiters ein klarer hoher Differentiationsgrad gezeigt, wovon der hohe Fluor-Gehalt, der großteils auf die Topasführung zurückgeht, eine logische Folge ist.

Um eine Aussage darüber zu treffen, ob es sich nun um einen Metagranit („plutonische Einschaltung“) oder einen Metarhyolith („vulkanische Einschaltung“) handelt, werden mehrere Begebenheiten betrachtet:

Der kurzprismatische Habitus der untersuchten Zirkone für die U-Pb Altersdatierung deutet auf eine plutonische und nicht vulkanische Herkunft der Orthogneise hin.

Das Auftreten der Orthogneise im Schichtverband der Paragneise der Monotonen Serie lässt jedoch die Vermutung zu, dass sie einst granitische „Sills“ oder Lakkolithe gewesen sind, oder rhyolithische Einschaltungen. Aufgrund der Beschaffenheit der Zirkone ist zweiteres allerdings auszuschließen. So ist eine plutonische Einschaltung als „Sills“ oder Lakkolithe wahrscheinlich.

Des Weiteren zeigt das Gestein migmatische Merkmale mit Bereichen, die nach Johannes (1983) als Neosome und Mesosome charakterisierbar sind. Die Probe VM19-16 (Abb. 10) beispielsweise zeigt sich nach Mehnert (1968) als pygmatischer Metatexit. Die damit verbundene Anwesenheit von Schmelze stimmt mit den Phasendiagrammen überein.

Geochemie und Vergleich mit anderen Granitoiden des böhmischen Massivs

Die stärkere Anreicherung an inkompatiblen Elementen wie SEE, Zr und Y der Proben VM19-10 und VM19-19 deutet darauf hin, dass diese weniger stark differenziert wurden als die anderen Proben. Aufgrund der geringen Anzahl dieser Proben sind sie zunächst eher als Ausreißer zu nehmen, für eine nähere Klassifikation wären weitere Untersuchungen in der Zukunft notwendig.

Die positiven Eu-Anomalien der Proben AM19-23 und AM19-24 werden als Folge von Plagioklas-Anreicherungen interpretiert, da bei der Mylonitisierung Kalifeldspat zerfällt und Plagioklas angereichert wird.

Der Vergleich mit anderen Gneisen des böhmischen Massivs zeigt, dass der gegenständliche Orthogneis in keinem Zusammenhang mit dem Spitz und Dobra Gneis der Drosendorf Einheit steht. Zur Gföhl Einheit besteht jedoch eine Verbindung dahingehend, dass eine starke

geochemische Ähnlichkeit zum Gföhl Gneis und dem Moldanubischen Granulit, die beide aus derselben magmatischen Quelle kommen, existiert. Im Vergleich zu diesen beiden Gesteinen ist der Laimbach Gneis stärker differenziert, was beispielsweise im niedrigeren K/Rb-Verhältnis und dem höheren SiO₂-Gehalt zu bemerken ist. Riedel (1930) und Fuchs et al. (1990) erwähnen außerdem auch eine Ähnlichkeit des makroskopischen Aussehens des Laimbach Gneises mit dem Gföhl Gneis.

Diese Erkenntnisse unterstützen das Konzept, das besagt, dass die Drosendorf Einheit von anderer plattentektonischer Herkunft (Bruno-vistulisch (Avalonia)) ist als die Gföhl und Ostrong Einheiten (Moldanubisch (Armorika/Galatia)) (Finger & Schubert, 2015).

Die geochemische Zusammensetzung des Blaník Gneises, der aus dem tschechischen Teil der Monotonen Serie kommt, weicht zu sehr von der des Laimbach Gneises ab, um hier eine nähere Verbindung der beiden zu sehen. Vermutlich kommt der Blaník Gneis aus einer anderen Magmenquelle und hat nicht die selben Genesebedingungen hinter sich. Es könnte aber durchaus möglich sein, dass der Gföhl Gneis und die Moldanubischen Granulite eine gemeinsame magmatische Quelle wie der Laimbach Gneis haben und eine ähnliche weitere Entwicklungsgeschichte durchlaufen haben, die sich nur dadurch unterscheidet, dass der Laimbach Gneis höher differenziert worden ist als die beiden.

Die Probe VM19-19:

Als Repräsentant des „leukokraten Granitoids“ (Fuchs & Fuchs, 1986) sollte mit der Probe VM19-19 gezeigt werden können, ob es sich hierbei um die selbe Lithologie handelt wie bei dem Laimbach Gneis („leukokrater, häufig Sillimanit führender Gneis“ nach Fuchs & Fuchs (1986)) oder nicht. Durch die Untersuchungen in dieser Arbeit lässt sich dieser „leukokrate Granitoid“ ebenfalls zum Laimbach Gneis zählen. Wie weiter oben beschrieben ist er lediglich, wie auch die Probe VM19-10, etwas weniger stark differenziert. Möglicherweise repräsentieren diese beiden ein niedrigeres Niveau und daher einen Bereich, der noch nicht so hoch differenziert worden ist.

Mineralchemie:

Die augenfällige Nicht-Zonierung der Granate, die zudem als einphasig charakterisierbar sind, deutet auf eine einphasig metamorphe Bildung dieser hin. Wären die Granate magmatisch entstanden, würden sie durch die anschließende metamorphe Überprägung während der variszischen Orogenese eine Zonierung aufweisen. Dasselbe Resultat wäre bei einer mehrphasig metamorphen Geschichte, die desgleichen Zonierungen hinterlassen hätte. So ist dies der Fall bei den Granaten der Cordierit-freien Paragneise der Monotonen Serie, die zonierte Profile aufweisen (Linner, 1996). Für eine nachträgliche Homogenisierung solcher magmatischer Granate durch Metamorphose während der variszischen Orogenese waren die Metamorphosebedingungen wahrscheinlich nicht hochgradig genug.

Die Plagioklase sind wie für granitische Gesteine erwartet Albit-betont magmatisch gewachsen. Die Plagioklase des Typ 1 Orthogneises zeigen nahezu die idente Zusammensetzung und chemische Zonierung als die Plagioklase im Typ 2 Orthogneis. Jene des Typ 2 sind lediglich minimal abgereicherter an Albit und gleichermaßen angereicherter an Anorthit als jene des Typ 1. Diese Similarität spricht dafür, dass sie die selbe Entwicklung erfahren haben.

Quarz-Sillimanit-Aggregate:

Quarz-Sillimanit-Aggregate und ihre Entstehungsprozesse sind von einigen Autoren in verschiedenen Lithologien beschrieben. Bianchi et al. (2020) fasst diese weitgreifend zusammen. Bekannt sind solche Aggregate in Schiefnern, Quarziten oder Gneisen (McLelland et al., 2002).

Als mögliche Prozesse der Entstehung dieser Phänomene werden beispielsweise Dealkalinisierung (Davies, 1987), Metamorphose von Aluminium-reichen Sedimenttaschen (Thomas et al., 2010) sowie mehrfache und aufeinanderfolgende Mechanismen der Verfaltung und Boudinage von metamorphen Lagen Aluminium-reicher Quarzite (Elliott & Morton, 1965) genannt. Darüber hinaus werden auch Mechanismen diskutiert, die mehrere Prozesse beinhalten (McLelland et al., 2002). Foster (1991) beschreibt weiters die Reaktion *Biotit* -> *Sillimanit* + *Quarz*.

Im Falle des Laimbach Gneises ist außerdem zu diskutieren, ob die Quarz-Sillimanit-Aggregate vormals Alumosilikat-Phänokristalle gewesen sind, die nachfolgend zu Quarz und Sillimanit umgewandelt worden sind. Diese Alumosilikat-Phänokristalle könnten Disthen gewesen sein, der dann aufgrund der fortschreitenden Metamorphose in das Sillimanit-Stabilitätsfeld hinein zu Sillimanit und Quarz geworden ist.

Um eine genauere Aussage über die Entstehung dieser Aggregate treffen zu können, wären weitere tiefergreifende Untersuchungen notwendig.

Mikro-spektroskopische Identifizierung von Topas:

Bei dem untersuchten Topas zeigt das RAMAN-Spektrum (Abb. 44), dass die O-H-Streckungsregion von einer schmalen Bande bei ca. 3650 cm^{-1} dominiert wird, die dem "OH_B" von Pinheiro et al. (2002) entspricht; mit einer Schulter von niedriger Intensität nahe ca. 3640 cm^{-1} ("OH_A"). Dieses O-H-Bandenmuster deutet zusammen mit der allgemein niedrigen O-H-Intensität auf ein hohes F/OH-Verhältnis hin (Pinheiro et al., 2002) und charakterisiert ihn daher als F-reichen Topas.

Das laserinduzierte PL-Spektrum (Abb. 45) hat eine vergleichsweise geringe Gesamtintensität. Es wird von einem schmalen Dublett im roten Bereich, bei ca. $14,632$ und ca. $14,720\text{ cm}^{-1}$ (ca. $683,4$ bzw. ca. $679,4\text{ nm}$ Wellenlänge) dominiert, das dem gespaltenen, spin-verbotenen ${}^2E \rightarrow {}^4A_2$ -Übergang von Spuren-Cr³⁺ zugeordnet wird (allgemein als R₁- und R₂-Linien bezeichnet). Dieses Dublett wird von einem breiten Emissionsmerkmal im Bereich von $12,500 - 15,500\text{ cm}^{-1}$ (ca. $800 - 645\text{ nm}$ Wellenlänge) überlagert, das auf den spin-erlaubten ${}^4T_2 \rightarrow {}^4A_2$ Übergang von Cr³⁺ und vibronische Seitenbänder zurückzuführen ist (Tarashchan et al., 2006). Die spektralen Positionen der beiden R-Linien entsprechen Cr³⁺ in einer vollständig fluorierten Umgebung (O'Bannon & Williams, 2019), was die obige Interpretation des untersuchten Mineralen als F-reichen Topas unterstützt.

Geochronologie:

Die Th/U-Verhältnisse von etwa $0,03 - 1,03$ sind unüblich gering und fallen zum Teil unter die Standardwerte für magmatische oder anatektische Zirkone aus felsischen Magmen von etwa $0,3 - 1,2$ (Heaman et al., 1990; Schaltegger et al., 1999; Vavra et al., 1999). Für niedrige Th/U-Verhältnisse von $< 0,1$ und sogar $< 0,05$ wird eine metamorphe Zirkon-Bildung angenommen (Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999; Rubatto, 2002). Im vorliegenden Fall ist eine metamorphe Entstehung jedoch auszuschließen, da die oszillierenden Zonierungen auf eine magmatische Entstehung hinweisen (Pidgeon, 1992). Eine Erklärung für die dennoch

niedrigen Th-Gehalte könnte die Präsenz von Monazit sein, der viel des Th führt (Rubatto, 2017).

Das dominante Altersspektrum von rund 470 – 480 Ma, das mit den Concordia-Altern $475,3 \pm 0,5$ Ma, $474,8 \pm 1,3$ Ma und $473,5 \pm 0,8$ Ma übereinstimmt, definiert das magmatische Entstehungsalter der Zirkone und damit des Orthogneises. Diese Messpunkte wurden in die Bereiche der oszillierenden Zonierung gesetzt, deren Entstehung auf ein magmatisches oder anatektisches Zirkonwachstum rückbezogen wird (Pidgeon, 1992). Die manchmal zu sehenden dunklen, diskordanten Anwachsäume repräsentieren metamorphes Neuwachstum während der variszischen Orogenese.

Die in dieser Arbeit gemessenen Zirkonkerne stellen sogenannte ererbte Kerne dar, da sie älter sind als ihre Mantel- und Randbereiche. Diese Kerne lassen sich in drei Altersgruppen einteilen:

- Spätkadomisch: Drei Zirkonkerne repräsentieren Alter von $523,4 \pm 7,9$ Ma bis $578,1 \pm 6,2$ Ma, die in den Zeitraum der spätkadomischen Orogenese fallen.
- Frühkadomisch: Ein Kern mit einem Alter von $628,3 \pm 6,4$ Ma fällt in die Zeit der frühkadomischen Orogenese.
- Proterozoisch: Ein 3002 ± 32 Ma alter Kern ist der älteste in dieser Arbeit gemessene und geht damit sogar auf das Archaikum zurück.

Metamikte Kerne, die in dieser Arbeit nicht gemessen worden sind, deuten darauf hin, dass es sich dabei um alte Kerne verschiedenen sedimentären Ursprungs handelt.

Die beiden Alter 1219 ± 14 Ma und 1669 ± 22 Ma des Zirkons Nr. 65 sind eher als Ausnahme oder als ererbte Zirkone zu nehmen. Ererbte Zirkone bzw. Zirkonkerne sind typisch für S-Typ Granitoide.

Alter, Herkunft und Entwicklung des Orthogneises:

Die nachgewiesene Geschichte des Laimbach Gneises brach bereits vor der Entstehung des variszischen Orogens an. Die U-Pb-Datierung an den Zirkonen dieses Gesteines in dieser Arbeit lieferte das Alter des Protolithes, also des ursprünglichen magmatischen Gesteins. Wie weiter oben erläutert, handelte es sich dabei um einen Granit. Sein ordovizisches Alter von $475,3 \pm 0,5$ Ma, $474,8 \pm 1,3$ Ma und $473,5 \pm 0,8$ Ma fällt dabei in die Zeit der kambro-ordovizischen Extension. So wird dieser Granit dorten im Zuge der großen magmatischen Tätigkeit durch die Extensionsphase als Teil des Armorikanischen Spornes in die heutigen Paragneise, damals Sediment, der Monotonen Serie, intrudiert sein. Während der nachfolgenden variszischen Orogenese wurden diese Gesteine dann subduziert und unterliefen eine Niedrigdruck-Hochtemperatur-Metamorphose. Die in dieser Arbeit gewonnenen Einsichten unterstützen hier weiters die Aufteilung dieser metamorphen Überprägung in 3 Stadien nach Linner (1996):

1. Die Anwesenheit von reliktschem Disthen in dem mylonitischen Typ 2 Orthogneis könnte ein Hinweis für das erste, frühe Stadium mit maximal 600 °C sein, das im Stabilitätsfeld von Disthen stattgefunden hat.
2. Die in dieser Arbeit modellierte metamorphe Überprägung von ca. 680 °C und $5 - 7$ kbar stimmt gut mit dem zweiten Stadium überein, das den Metamorphosehöhepunkt mit etwa 720 °C und mehr als $4,4$ kbar markiert. Die etwas niedrigere Temperatur von 680 °C könnte von dem dritten, retrograden Stadium beeinflusst sein.

3. Ebenso das dritte, retrograde Stadium ist am Laimbach Gneis zu sehen, durch Hellglimmer, die nicht nach der Foliation eingeregelt sind und über Korngrenzen hinaus wachsen. Diese müssen postdeformativ gewachsen sind. Dieses dekompressive Stadium verlief bei rund 650-700 °C und 3-5 kbar. Außerdem dürfte der Granat in dem Orthogestein in diesem letzten Stadium gebildet worden sein, wodurch er flache, nicht zonierte Profile zeigt.

Die vorliegende Mineralparagenese impliziert außerdem, dass die Stadien 2-3 im Stabilitätsfeld von Sillimanit stattgefunden haben müssen. Diese beiden Stadien haben zudem möglicherweise die meisten vormaligen Mineralparagenesen aufgelöst (Petrakakis, 1997; Lindner & Finger, 2018).

Die modellierten Phasendiagramme (Abb. 50) zeigen im Übrigen, dass bei den modellierten Bedingungen bereits eine Schmelzbildung vonstatten ging. Kalifeldspat ist dafür in dieser modellierten Paragenese nicht mehr angeführt, was dadurch zu erklären ist, dass Kalifeldspat als einer der ersten in die Schmelze ging. Als zweiter Kalium-Träger blieb Muskovit dabei anfangs noch stabil. Später, bei der retrograden Metamorphose, kristallisierte dieser Kalifeldspat dann wieder aus. Vermutlich entstanden dadurch einiger der Leukosome, die zum Teil auch pygmatisch verfaltet sind (Abb. 10).

Geochronologischer Vergleich mit anderen Granitoiden des Böhmisches Massivs

In der Gegenüberstellung mit weiteren Granitoiden der Böhmisches Masse Österreichs zeigt sich eine altersgemäß relativ genaue Übereinstimmung mit dem Gföhl Gneis und den Moldanubischen Granuliten, die die zugleich vorhandene geochemische Ähnlichkeit stark unterstützt.

U-Pb Zirkon-Altersdaten des Gföhl Gneises belaufen sich auf Protolith-Alter zwischen 460 und 500 Ma (Friedl et al., 2004) und jene der Moldanubischen Granulite etwa zwischen 430 und 490 Ma (Kröner et al., 2000; Friedl et al., 2004, 2011).

Der Blaník Gneis unterscheidet sich auch im geochronologischen Vergleich mit einem Zirkon-Alter von 508 ± 7 Ma zu stark von dem Laimbach Gneis (Vrána & Kröner, 1995).

6. Schlussfolgerungen

Nachdem in den 80er Jahren bei Prospektionsarbeiten weiter Teile des österreichischen Böhmisches Massivs im Gebiet des in dieser Arbeit untersuchten Orthogneises in der Monotonen Serie spurenhaltig Topas in Gerinnen entdeckt wurde, verblieb die Frage nach der Quelle dieser Topase offen. Der Vermutung nachgehend, dass der nach Fuchs & Fuchs (1986) als „leukokrater, häufig Sillimanit führender Gneis“ ausgewiesene Orthogneis die Quelle sein könnte, wurde der erste Nachweis von Topas in einer Probe im Rahmen einer Bachelorarbeit (Graf, 2017) erbracht. Mit weiteren Nachweisen in drei Proben in dieser Masterarbeit konnte die Topasführung und die Herkunft der prospektierten Topase aus diesem Orthogneis erneut nachgewiesen werden. Dem derzeitigen Wissensstand nach ist dies das einzige Vorkommen Topas-führender Orthogneise innerhalb des gesamten Moldanubikums.

Dieses Gestein nun geochronologisch, geochemisch, petrologisch bis strukturgeologisch genauer zu charakterisieren, konnte in dieser Arbeit erfolgreich durchgeführt werden. In dieser Arbeit wird dabei vorgeschlagen, diesem Orthogneis den Namen Laimbach Gneis zu geben.

Die geochemische Klassifizierung dieses Orthogneises ergab eine Einstufung als Metagranit oder -rhyolith mit einem hohen Differenzierungsgrad. Dieses Gestein besitzt einen hohen SiO_2 -Gehalt von 72,8 – 77,3 Gew.%, außerdem ist ein hoher Fluor-Gehalt von bis zu 2760 ppm indikativ und zudem besitzt er einheitlich einen peraluminösen Charakter. Anhand dieses Charakters und seines niedrigen Sr-Gehaltes von 30 - 130 ppm ist er als S-Typ Granit einzustufen. Eine genauere Aussage darüber, ob es sich nun um einen Metagranit („plutonische Einschaltung“) oder einen Metarhyolith („vulkanische Einschaltung“) handelt, war durch die Untersuchung von Zirkonen für die U-Pb Altersdatierung möglich: Der kurzprismatische Habitus der Zirkone deutet auf eine plutonische und nicht vulkanische Herkunft der Orthogneise hin. Möglich ist dabei aber auch eine Entstehung als „Sills“ oder Lakkolithe, was durch das Auftreten der Orthogneise im Schichtverband der Paragneise der Monotonen Serie unterstützt wird.

Ganz homogen ist der Laimbach Gneis jedoch nicht, denn bereits ab der makroskopischen Betrachtung ist er in zwei Typen zu unterscheiden:

Typ 1: Der Typ 1 umfasst jene Proben, die aus den westlicheren Vorkommen genommen wurden und eine schwächere tektonische Überprägung aufweisen als der Typ 2. Sie zeigen eine schwache bis gut ausgeprägte Foliation, sowie stellenweise Verfaltungen.

Typ 2: Dieser umfasst Proben, die in der Nähe der tektonischen Grenze der Ostrong zur Drosendorf Einheit genommen wurden. Sie zeigen eine stärkere scherende Deformation mit ausgeprägter mylonitischer Foliation und Streckungslineation.

Untersuchungen der Mineralchemie mittels Elektronenstrahlmikrosonde zeigen zonierte Plagioklase mit einer Albit-Komponente von etwa 87 – 99 Mol %, die gegen den Korn-Rand zunimmt. In den Proben des Typ 2 tritt Almandin-dominiertes Granat auf, das keine Zonierung zeigt und als einphasig charakterisierbar ist. Das Gestein führt durchgehend Sillimanit und in den Proben des Typ 2 auch reliktschen Disthen.

Modellierte Phasendiagramme zeigen eine metamorphe Überprägung des Gesteins von 680 °C und 5 – 7 kbar, welche gut mit den Literaturdaten für die Ostrong Einheit übereinstimmt (Linner, 1996; Petrakakis, 1997).

Um das bisher noch unbekannte Alter der untersuchten Orthogneise zu bestimmen, wurde die U-Pb Datierungsmethode an Zirkonen angewandt und dadurch das erste absolute minimale Alter der Monotonen Serie bestimmt. Die Methodik ergab die Alter von $475,3 \pm 0,5$ Ma, $474,8 \pm 1,3$ Ma und $473,5 \pm 0,8$ Ma, die das magmatische Entstehungsalter der Zirkone und des gesamten Gesteins repräsentieren.

Für eine großtektonischere Einordnung dieses Orthogneises wurden die in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse mit anderen Granitoiden des Böhmisches Massivs verglichen. Zum tschechischen Orthogneis in der Monotonen Serie, dem Blaník Gneis, gibt es geochemisch Ähnlichkeiten, doch gibt es doch zu starke Abweichungen als hier eine nähere Verbindung der beiden zu sehen. Das ältere Zirkon-Alter von 508 ± 7 Ma des Blaník Gneises bekräftigt diese Erkenntnis.

Zum Spitz und Dobra Gneis aus der Drosendorf Einheit zeigt sich klar, dass es keine Ähnlichkeiten mit dem Laimbach Gneis gibt.

Eine größte Ähnlichkeit wurde zu dem Gföhl Gneis und den Moldanubischen Granuliten aus der Gföhl Einheit gefunden, sowohl in geochemischer als auch in geochronologischer Betrachtung. Die leichten geochemischen Unterschiede könnten dabei dadurch erklärt werden, dass der Laimbach Gneis im Vergleich einfach höher differenziert worden ist.

Literaturverzeichnis

- Anders, E., & Grevesse, N. (1989): Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 53, 197-214.
- Bahlburg, H. & Bretkreuz, C. (2017): *Grundlagen der Geologie*. Springer-Verlag.
- Beny, J.M. and Piriou, B. (1987): Vibrational spectra of single-crystal topaz. *Physics and Chemistry of Minerals*, 15, 148–154.
- Bianchi, F. D., Martínez, J. C., Angeletti, M., Frisicale, M. C., Massonne, H. J., & Dristas, J. A. (2020): Paleoproterozoic P-T-d-t evolution of a gneiss with quartz-sillimanite nodules from the Azul ranges, Rio de la Plata craton, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 102453.
- Carswell, D. A. (1991): Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. *European Journal of Mineralogy*, 3, 323-342.
- Connolly, J. A. D. (1990): Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290, 666-718.
- Dallmeyer, R.D., Franke, W., Weber, K. (Hrsg. 1995): *Pre-Permian geology of central and eastern Europe*. Springer-Verlag.
- Davies, S.D. (1987): *Structure, Metamorphism and Stratigraphy of Allochthonous Units of the Southern Exmouth Antiform, Wopmay Orogen, Northwest Territories*. Unpublished Thesis of Honours Bachelor of Science, McMaster University, Hamilton, Ontario.
- Elliott, R. B., & Morton, R. D. (1965): The nodular metamorphic rocks from the environs of Kragerø, south coast of Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, 45, 1-20.
- Finger, F., & Schubert, G. (2015): Die Böhmisches Masse in Österreich. *Was gibt es Neues. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 64, 167-179.
- Foster, C. T. (1991): The role of biotite as a catalyst in reaction mechanisms that form sillimanite. *The Canadian Mineralogist*, 29, 943-963.
- Friedl, G. (1997): *U-Pb-Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus Gesteinen vom österreichischen Anteil der Böhmisches Masse*. Dissertation Univ. Salzburg.
- Friedl, G., Cooke, R. A., Finger, F., McNaughton, N. J., & Fletcher, I. R. (2011). Timing of Variscan HP-HT metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: U-Pb SHRIMP dating on multiply zoned zircons from a granulite from the Dunkelsteiner Wald Massif, Lower Austria. *Mineralogy and Petrology*, 102, 63-75.
- Friedl, G., Finger, F., Paquette, J. L., von Quadt, A., McNaughton, N. J., & Fletcher, I. R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U–Pb zircon ages. *International Journal of Earth Sciences*, 93, 802-823.
- Fuchs, G. & Matura, A. (1976): *Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse: Erläuterungen zur geologischen Karte des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse 1:200000*. Geologische Bundesanstalt.
- Fuchs, G. & Fuchs, W. (1986): *Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50000, Blatt 36 Ottenschlag*; Geologische Bundesanstalt.
- Fuchs, G., Roetzel, R. & Heinz, H. (1990): *Erläuterungen zu Blatt 36 Ottenschlag*, Geologische Bundesanstalt.
- Fuhrman, M. L., & Lindsley, D. H. (1988): Ternary-feldspar modeling and thermometry.

- American Mineralogist, 73, 201-215.
- Göd, R. (1988): Zusammenfassende Übersicht über ausgeführte Erzprospektions -vorhaben, dabei eingesetzte Methoden sowie Hoffungsgebiete im Kristallin der Böhmisches Masse. Projekt OC 6a/87, Geol.-BA Wien
- Göd, R. (1989): A contribution to the Mineral Potential of the Southern Bohemian Massif, Austria. Arch. Lagerst.-forsch. Ostalpen, Bd. 11, 147–153, Geol. BA Wien
- Graf, T. (2017): Petrographische Beschreibung leukokraten, Sillimanit-führenden Orthogneisen und deren Schwermineralspektrum in der Monotonen Serie, Ostrong, Böhmisches Masse. Unveröffentl. Bachelorarbeit, Universität Wien.
- Hartman, J., Franks, R., Gehrels, G., Hourigan, J., Wenig, P. (2017): Decoding dat files from a Thermo Element™ ICP Mass Spectrometer. 15 S. Manual online erhältlich auf <https://github.com/jhh67/extractdat.git>
- Heaman, L. M., Bowins, R., & Crocket, J. (1990): The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1597-1607.
- Holland, T. J. B., & Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.
- Holland, T. J. B., & Powell, R. (2001): Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *Journal of Petrology*, 42, 673-683.
- Horstwood, M.S.A., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson, N.J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., Condon, D.J. and Schoene, B. (2016): Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting. *Geostand Geoanal Res*, 40, 311-332.
- Högelsberger, H. (1989): Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie- Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 132, 213-230.
- 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, 47–69.
- Janoušek, V., Finger, F., Roberts, M., Frýda, J., Pin, C., & Dolejš, D. (2004): Deciphering the petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 95, 141-159.
- Johannes, W. (1983): On the origin of layered migmatites. In: Atherton M.P. & Gribble C.D. (eds.) *Migmatites, melting and metamorphism*. Nantwich: Shiva. 142-162.
- Kroner, U., & Romer, R. L. (2013): Two plates - Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. *Gondwana Research*, 24, 298-329.
- Kröner, A., O'Brien, P. J., Nemchin, A. A., & Pidgeon, R. T. (2000): Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138, 127-142.
- Lindner, M., & Finger, F. (2018): Geochemical characteristics of the Late Proterozoic Spitz

- granodiorite gneiss in the Drosendorf Unit (Southern Bohemian Massif, Austria) and implications for regional tectonic interpretations. *Journal of Geosciences*, 63, 345-362.
- Lindner, M., Dörr, W., Reither, D., & Finger, F. (2020): The Dobra Gneiss and the Drosendorf Unit in the south-eastern Bohemian Massif, Austria: West-Amazonian crust in the heart of Europe. Geological Society, London, Special Publications, 503.
- Linner, M. (1996): Metamorphism and partial melting of paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria). *Mineralogy and Petrology*, 58, 215-234.
- Ludwig, K.R. (2008): User's manual for Isoplot 3.70: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 4, 1–76.
- McLelland, J., Morrison, J., Selleck, B., Cunningham, B., Olson, C., & Schmidt, K. (2002): Hydrothermal alteration of late- to post-tectonic Lyon Mountain Granitic Gneiss, Adirondack Mountains, New York: Origin of quartz–sillimanite segregations, quartz–albite lithologies, and associated Kiruna-type low-Ti Fe-oxide deposits. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 175-190.
- Mehnert, K. R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, 393 S.
- Middlemost, E. A. (1994): Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37, 215-224.
- O'Bannon, E.F. and Williams, Q. (2019): A Cr³⁺ luminescence study of natural topaz Al₂SiO₄(F,OH)₂ up to 60 GPa. *American Mineralogist*, 104, 1656–1662.
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R. (2010): Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11.
- Petrakakis, K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 203-222.
- Petrakakis, K., Schuster-Bourgin, N., Habler, G., & Abart, R. (2018): Ca-rich garnets and associated symplectites in mafic peraluminous granulites from the Gföhl Nappe System, Austria. *Solid Earth*, 9, 797-819.
- Petrus, J.A., Kamber, B.S. (2012): VizualAge: A Novel Approach to Laser Ablation ICP-MS U-Pb Geochronology Data Reduction. *Geostand. Geoanal. Res.* 36, 247–270.
- Pidgeon, R. T. (1992): Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 463-472.
- Pin, C., & Marini, F. (1993): Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos*, 29, 177-196.
- Pinheiro, M.V.B., Fantini, C., Krambrock, K., Persiano, A.I.C., Dantas, M.S.S. and Pimenta, M.A. (2002): OH/F substitution in topaz studied by Raman spectroscopy, *Physical Review B*, 65, 1-6.
- Racek, M., Štípská, P., Pitra, P., Schulmann, K., & Lexa, O. (2006): Metamorphic record of burial and exhumation of orogenic lower and middle crust: a new tectonothermal model for the Drosendorf window (Bohemian Massif, Austria). *Mineralogy and Petrology*, 86, 221-251.
- René, M., & Finger, F. (2016): The Blaník Gneiss in the southern Bohemian Massif (Czech Republic): a rare rock composition among the early palaeozoic granites of Variscan

- Central Europe. *Mineralogy and Petrology*, 110, 503-514.
- Richter, P. & Stettner, G. (1983): Das Präkambrium am Nordrand der Moldanubischen Region im Raum Tirschenreuth-Mähring (NE-Bayern) und dessen metallogenetische Aspekte: Lithostratigraphische, petrographische und geochemische Untersuchungen. *Geol. Jb.*, D61, 23-91.
- Riedel, J. (1930): Der geologische Bau des Gebietes zwischen dem Ostrong und der Granitgrenze im niederösterreichischen Waldviertel. *Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie*, 40, 235-293.
- Rubatto, D. (2002): Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical geology*, 184, 123-138.
- Rubatto, D. (2017): Zircon: the metamorphic mineral. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 83, 261-295.
- 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, 186-201.
- Schantl, P., Hauzenberger, C., Finger, F., Müller, T., & Linner, M. (2019): New evidence for the prograde and retrograde PT-path of high-pressure granulites, Moldanubian Zone, Lower Austria, by Zr-in-rutile thermometry and garnet diffusion modelling. *Lithos*, 342, 420-439.
- Schulmann, K., Kröner, A., Hegner, E., Wendt, I., Konopásek, J., Lexa, O., & Štípská, P. (2005): Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *American Journal of Science*, 305, 407-448.
- Schulmann, K., Lexa, O., Janoušek, V., Lardeaux, J. M., & Edel, J. B. (2014): Anatomy of a diffuse cryptic suture zone: An example from the Bohemian Massif, European Variscides. *Geology*, 42, 275-278.
- Schuster, R., Daurer, A., Krenmayr, H.G., Linner, M., Mandl, G.W., Pestal, G., & Reitner, J.M. (2015): Rocky Austria: Geologie von Österreich - kurz und bunt. Geologische Bundesanstalt.
- Schuster, R., & Stüwe, K. (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, 140, 5-21.
- Shand, S. J. (1943): *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.* John Wiley & Sons.
- Sláma, J., Kosler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J. (2008): Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* 249, 1–35.
- Stephan, T., Kroner, U., Romer, R. L., & Rösler, D. (2019): From a bipartite Gondwanan shelf to an arcuate Variscan belt: The early Paleozoic evolution of northern Peri-Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 192, 491-512.
- Suess, F.E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. *Österreich. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Denkschrift*, 88, 541-631.
- Tarashchan, A.N., Taran, M.N., Rager, H. and Iwanuch, W. (2006): Luminescence

- spectroscopic study of Cr³⁺ in Brazilian topazes from Ouro Preto. *Physics and Chemistry of Minerals*, 32, 679–690.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1995): The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of geophysics*, 33, 241-265.
- Thomas, R. J., Jacobs, J., Horstwood, M. S. A., Ueda, K., Bingen, B., & Matola, R. (2010): The Mecubúri and Alto Benfica groups, NE Mozambique: Aids to unravelling ca. 1 and 0.5 Ga events in the east African orogen. *Precambrian Research*, 178, 72-90.
- Tollmann, A. (1985): *Geologie von Österreich: Band II, Außerzentralalpiner Anteil*. Franz Deuticke Wien.
- Tunheng, A., Hirata, T. (2004): Development of signal smoothing device for precise elemental analysis using laser ablation-ICP-mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 19, 932.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., & Compston, W. (1996): Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122, 337-358.
- Vavra, G., Schmid, R., & Gebauer, D. (1999): Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 380-404.
- Vrána, S. & Kröner, A (1995): Pb-Pb zircon ages for tourmaline alkali-feldspar orthogneiss from Hluboká nad Vltavou in southern Bohemia. *Journal of the Czech Geological Society*, 40, 127-131.
- Wessely, G. (Hrsg.) (2006): *Geologie der Österreichischen Bundesländer: Niederösterreich*. Geologische Bundesanstalt.
- White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B., Johnson, T. E., & Green, E. C. R. (2014): New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. *Journal of Metamorphic Geology*, 32, 261-286.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Vonquadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W. (1995): 3 natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19, 1–23.
- Zeithofer, H., Grasemann, B., & Petrakakis, K. (2016): Variscan potassic dyke magmatism of durbachitic affinity at the southern end of the Bohemian Massif (Lower Austria). *International Journal of Earth Sciences*, 105, 1175-1197.

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Strukturelle Einheiten des variszischen Orogens in Mitteleuropa. Bearbeitet nach Bahlburg & Breitzkreuz (2017; nach Franke, modifiziert nach Dallmeyer et al. 1995).	7
Abb. 2: Vereinfachte geologische Karte des österreichischen Teils des Moldanubikums; das schwarz umrandete Rechteck zeigt das Untersuchungsgebiet. Bearbeitet nach Petrakakis et al. (2018).	9
Abb. 3: Geologische Karte des untersuchten Gebietes mit den genommenen Proben. Verändert nach Fuchs & Fuchs (1986).	17
Abb. 4: Foto der Probenahmestelle von der Probe VM19-8.	19
Abb. 5: Detailfoto der Probenahmestelle von der Probe VM19-8.	20
Abb. 6: Foto der Probenahmestelle von der Probe VM19-7.	20
Abb. 7: Detailfoto der Probenahmestelle von der Probe VM19-7.	21
Abb. 8: Foto der Probenahmestelle von den Proben VM19-14 und VM19-16.	21
Abb. 9: Detailfoto der Probenahmestelle von den Proben VM19-14 und VM19-16. Der Block zeigt herauswitternde rundliche Sillimanit-Quarz-Aggregate.	22
Abb. 10: Detailfoto der Probenahmestelle von der Probe VM19-16. Der Block zeigt herauswitternde rundliche Sillimanit-Quarz-Aggregate und ptygmatische Falten.	23
Abb. 11: Foto der Probenahmestelle von der Probe VM19-17.	24
Abb. 12: Foto der Probenahmestelle von der Probe VM19-17.	24
Abb. 13: Detailfoto der Probenahmestelle von der Probe VM19-4.	25
Abb. 14: Foto der Probenahmestelle von der Probe AM19-23. Die Foliation streicht NW-SO mit einem Einfallen von ca. 39° nach NO.	26
Abb. 15: Foto der Probenahmestelle von der Probe AM19-23. Die Foliation streicht NW-SO mit einem Einfallen von ca. 39° nach NO.	26
Abb. 16: Foto der Probenahmestelle von der Probe AM19-24.	27
Abb. 17: Fotos von Handstücken des Typ 1. Gezeigt sind die Proben (a): VM19-5; (b): VM19-10; (c): VM19-7; (d): VM19-6; (e): VM19-8, (f): VM19-14 und (g): VM19-19. Die Maßstäbe entsprechen 2 cm.	28
Abb. 18: Fotos von Handstücken des Typ 2. Gezeigt sind die Proben (a) und (b): AM19-23; (c) und (d): AM19-24. Die Maßstäbe entsprechen 2 cm.	29
Abb. 19: Fotos von Handstücken mit rundlichen Mineralaggregaten. Gezeigt sind die Proben (a): VM19-19 und eine Detailaufnahme der gezeigten Aggregate; (b): VM19-14; (c): VM19-16; (d): VM19-18. Die Maßstäbe entsprechen 4 cm.	30
Abb. 20: Dünnschliffphotographien des Typ 1, aufgenommen am Polarisationsmikroskop. (a) (// Polarisatoren) und (b) (# Polarisatoren): Probe VM19-14. (c) (// Polarisatoren) und (d) (# Polarisatoren): Probe VM19-18. (e) (// Polarisatoren) und (f) (# Polarisatoren): Probe VM19-18. (g) (// Polarisatoren) und (h) (# Polarisatoren): Probe AM19-25. (i) (// Polarisatoren) und (j) (# Polarisatoren): Probe AM19-25. Die Maßstäbe entsprechen 500 µm.	32
Abb. 21: Dünnschliffphotographien des Typ 2, aufgenommen am Polarisationsmikroskop. (a) (// Polarisatoren) und (b) (# Polarisatoren): Probe AM19-23. (c) (// Polarisatoren) und (d) (# Polarisatoren): Probe AM19-23. (e) (// Polarisatoren) und (f) (# Polarisatoren): Biotit und Granat (rechts unten im Bild) in der Probe AM19-23. (g) (// Polarisatoren) und (h) (# Polarisatoren): Disthen in der Probe AM19-23. Die Maßstäbe entsprechen 500 µm.	34

Abb. 22: Dünnschliffphotographien von verschiedenen Sillimanit-Quarz-Aggregaten, aufgenommen am Polarisationsmikroskop. (a) (// Polarisatoren) und (b) (# Polarisatoren): Probe VM19-14. (c) (// Polarisatoren) und (d) (# Polarisatoren): Probe VM19-14. (e) (// Polarisatoren) und (f) (# Polarisatoren): Probe VM19-18. (g) (// Polarisatoren) und (h) (# Polarisatoren): Probe AM19-25. (i) (// Polarisatoren) und (j) (# Polarisatoren): Probe AM19-23. Die Maßstäbe entsprechen 500 μm .	36
Abb. 23: TAS-Klassifizierungsdiagramm der Plutonite nach Middlemost (1994) für die analysierten Proben.	39
Abb. 24: Darstellung der Peraluminosität der analysierten Proben mittels A/CNK vs. A/NK (nach Shand, 1943).	40
Abb. 25: Chondrit-normalisiertes SEE-Verteilungsmuster der analysierten Proben nach (Anders & Grevesse, 1989).	40
Abb. 26: Spurenelement-Verteilungsmuster der analysierten Proben, normalisiert nach der durchschnittlichen Krustenzusammensetzung (nach Taylor & McLennan, 1995).	41
Abb. 27: $\text{SiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blaník Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983).	42
Abb. 28: $\text{SiO}_2\text{-Zr}$ Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blaník Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983). Legende siehe Abb. 27.	43
Abb. 29: $\text{SiO}_2\text{-F}$ Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blaník Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983). Legende siehe Abb. 27.	43
Abb. 30: $\text{SiO}_2\text{-K/Rb}$ Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blaník Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983). Legende siehe Abb. 27.	44
Abb. 31: Sr-Ba Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blaník Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983). Legende siehe Abb. 27.	44
Abb. 32: Rb-Sr Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blaník Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983). Legende siehe Abb. 27.	45
Abb. 33: U-Th Harker-Diagramm der analysierten Proben im Vergleich mit dem Gföhl Gneis (René & Finger, 2016), Moldanubischen Granulit (Janoušek et al., 2004), Dobra Gneis (Lindner et al., 2020), Spitz Gneis (Lindner & Finger, 2018), Blaník Gneis (René & Finger, 2016) und leptinitischen Gneisen (Richter & Stettner, 1983). Legende siehe Abb. 27.	45
Abb. 34: Ternäres Diagramm von Feldspäten aus den Proben VM19-14, VM19-18, AM19-23 und AM19-25.	46
Abb. 35: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Feldspat der Probe VM19-14. Links ist die Zonierung der Endglieder gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Feldspates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 200 μm .	47
Abb. 36: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Feldspat der Probe VM19-14. Links ist die Zonierung der Endglieder gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Feldspates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 200 μm .	48
Abb. 37: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Feldspat der Probe AM19-23. Links ist die Zonierung der Endglieder gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Feldspates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 200 μm .	49

Abb. 38: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Feldspat der Probe AM19-23. Links ist die Zonierung der Endglieder gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Feldspates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 200 μm	50
Abb. 39: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Granat der Probe AM19-23. Links ist die Zonierung der Endglieder und X_{Mg} gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Granates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 100 μm . Die x_{Mg} -Linie überschneidet sich im linken Diagramm mit der Pyrop-Linie, daher ist sie kaum zu sehen.....	51
Abb. 40: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Granat der Probe AM19-23. Links ist die Zonierung der Endglieder und X_{Mg} gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Granates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 50 μm . Die x_{Mg} -Linie überschneidet sich im linken Diagramm mit der Pyrop-Linie, daher ist sie kaum zu sehen.....	52
Abb. 41: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Granat der Probe AM19-23. Links ist die Zonierung der Endglieder und X_{Mg} gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Granates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 50 μm . Die x_{Mg} -Linie überschneidet sich im linken Diagramm mit der Pyrop-Linie, daher ist sie kaum zu sehen.....	53
Abb. 42: Rand-Kern-Rand-Profil über einen Granat der Probe AM19-23. Links ist die Zonierung der Endglieder und X_{Mg} gezeigt, rechts ein BSE Bild des gemessenen Granates, aufgenommen mit der Elektronenstrahlmikrosonde; der weiße Maßstabsbalken entspricht 100 μm . Die x_{Mg} -Linie überschneidet sich im linken Diagramm mit der Pyrop-Linie, daher ist sie kaum zu sehen.....	54
Abb. 43: Aufnahme eines Topases mit dem Polarisationsmikroskop unter a) parallelen Polarisatoren und b) gekreuzten Polarisatoren.....	57
Abb. 44: Raman-Spektrum von Topas aus der Probe VM19-14, in den „Gitter“ und Hydroxyl-Streckungsregionen. Letztere ist durch Laser-induzierte PL im nahen Infrarotspektralbereich vom Hintergrund beeinflusst.	58
Abb. 45: Emissions-Spektrum von Topas aus der Probe VM19-14. Der Stern markiert das durch den 532-nm-Laser angeregte O-H-Streckungs-Raman-Band.	58
Abb. 46: Kathodolumineszenz-Aufnahmen der datierten Proben mit den Messpunkten und den jeweiligen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Altern und 2 SE Unsicherheitsabschätzungen. a) Analysen der Probe VM19-14. Die Zirkone Nr. 56, 64, 67 und 70 zählen hierbei zur kleineren Fraktion, die anderen zur größeren. b) Analysen der Probe AM19-25. Die weißen Längenmaßstäbe entsprechen 50 μm	59
Abb. 47: Tera-Wasserburg Concordia Diagramm der größeren Zirkonfraktion der Probe VM19-14. Die Ellipsen definieren die $475,32 \pm 0,52$ Ma Concordia Altersgruppe.	60
Abb. 48: Tera-Wasserburg Concordia Diagramm der kleineren Zirkonfraktion der Probe VM19-14. Die Ellipsen definieren die $474,76 \pm 1,32$ Ma Concordia Altersgruppe.	60
Abb. 49: Tera-Wasserburg Concordia Diagramm der Zirkone der Probe AM19-25. Die Ellipsen definieren die $473,45 \pm 0,75$ Ma Concordia Altersgruppe.....	61
Abb. 50: Gleichgewichtszusammensetzungs-p-T-Diagramm aller Proben, basierend auf der Gesamtgesteinschemie mit einer Annahme von 10% CO_2 und 90% H_2O	62
Abb. 51: Isoplethen der Gleichgewichtszusammensetzung von a) Almandin, b) Pyrop, c) Grossular, d) Phlogopit und e) Albit im p-T-Diagramm mit einer Annahme von 10% CO_2 und 90% H_2O	63

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Auflistung der Proben und der durchgeführten Analytik. Geochemische Analytik mittels RFA, ICP-MS und Ionenchromatographie.	18
Tabelle 2: Gesamtgesteins-Hauptelementchemismus der Orthogneisproben.	37
Tabelle 3: Gesamtgesteins-Neben- und -spurenelementchemismus der Orthogneisproben.	38
Tabelle 4: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Feldspates der Probe VM19-14 aus Abb. 35. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 8 Sauerstoffatome durchgeführt.	47
Tabelle 5: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Feldspates der Probe VM19-14 aus Abb. 36. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 8 Sauerstoffatome durchgeführt.	48
Tabelle 6: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Feldspates der Probe AM19-23 aus Abb. 37. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 8 Sauerstoffatome durchgeführt.	49
Tabelle 7: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Feldspates der Probe AM19-23 aus Abb. 38. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 8 Sauerstoffatome durchgeführt.	50
Tabelle 8: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Granates der Probe AM19-23 aus Abb. 39. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.	51
Tabelle 9: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Granates der Probe AM19-23 aus Abb. 40. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.	52
Tabelle 10: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Granates der Probe AM19-23 aus Abb. 41. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.	53
Tabelle 11: EMS-Messungen aus dem gemessenen Profil des Granates der Probe AM19-23 aus Abb. 42. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und Anteile der Endglieder. Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.	54
Tabelle 12: Maximum-, Minimum- und Mittelwert-Werte der 42 EMS-Messungen von Biotit der Proben VM19-14, VM19-18, AM19-23 und AM19-25. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%), Kationen und X_{Mg} . Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.	55
Tabelle 13: EMS-Messungen von Sillimanit und Quarz eines Sillimanit-Quarz-Aggregates der Probe VM19-14. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%) und Kationen. Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.	56
Tabelle 14: EMS-Messungen von Sillimanit und Quarz eines Sillimanit-Quarz-Aggregates der Probe VM19-18. Gezeigt sind die Oxide (in Gew.-%) und Kationen. Die Mineralnormierungen wurden auf 12 Sauerstoffatome durchgeführt.	56
Tabelle 15: Daten der U-Pb-Zirkondatierung.	80

Anhang

Tabelle 15: Daten der U-Pb-Zirkondatierung.

Probe	Zirkon Nr	Messpunkt Nr	Zirkonbereich	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±2SE	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±2SE	Fehlerkorrektur ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U vs ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² U ±2SE	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb ±2σ(%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±2σ(%)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Alter		
VM19-14_gr	19	19b	Kern	0,841	0,1024	0,23193	0,03154	23	79	77	1,030	9,766	1,074	2,357	-3200,000	628,3	
VM19-14_gr	35	35b	Mantel	1,86	0,0997	0,069671	0,0989	23	28	80	0,355	10,030	2,207	0,134	3300,000	613	
VM19-14_gr	24	24a	Kern	0,7231	0,08835	0,50137	0,02835	74	287	980	0,293	11,319	1,121	1,514	-790000,000	545,7	
VM19-14_gr	04	04a	Mantel	0,6077	0,07771	0,48637	0,0234	10	45	573	0,078	12,868	1,042	0,057	-12000,000	482,4	
VM19-14_gr	36	36a	Mantel	0,6015	0,0745	0,28715	0,02295	6	29	460	0,063	12,912	0,852	0,056	-19000,000	480,8	
VM19-14_gr	21	21b	Mantel	0,6028	0,083	0,36571	0,02365	10	48	379	0,126	12,930	0,802	0,056	-141000,000	480,2	
VM19-14_gr	19	19a	Mantel	0,6054	0,081	0,26818	0,02426	9	42	390	0,108	12,933	0,789	0,057	-180000,000	480,1	
VM19-14_gr	31	31b	Mantel	0,6049	0,07719	0,3314	0,02491	15	63	489	0,129	12,955	0,777	0,057	-12600,000	479,3	
VM19-14_gr	21	21a	Mantel	0,6116	0,099	0,47871	0,02414	23	111	462	0,240	12,957	0,998	0,057	-20000,000	479,2	
VM19-14_gr	02	02a	Mantel	0,6043	0,094	0,45563	0,02473	10	46	310	0,147	12,968	0,894	0,057	33000,000	479,1	
VM19-14_gr	24	24b	Mantel	0,6064	0,097	0,23416	0,02636	8	32	294	0,110	13,016	0,989	0,057	1,588	33000,000	479,1
VM19-14_gr	03	03	Mantel	0,6008	0,01	0,21502	0,02362	7	35	378	0,092	13,021	0,977	0,057	1,751	-75000,000	477,1
VM19-14_gr	33	33	Mantel	0,5982	0,083	0,4479	0,02326	6	26	400	0,065	13,050	0,927	0,057	1,761	100000,000	477
VM19-14_gr	32	32b	Mantel	0,5967	0,081	0,32524	0,02344	10	47	414	0,114	13,091	0,759	0,056	1,488	18000,000	474,5
VM19-14_gr	34	34a	Mantel	0,594	0,085	0,32332	0,02376	8	38	432	0,088	13,141	0,801	0,056	1,577	-12600,000	473,2
VM19-14_gr	04	04b	Mantel	0,6022	0,092	0,49472	0,02549	9	39	534	0,073	13,175	0,883	0,058	1,536	-29000,000	471,5
VM19-14_gr	31	31a	Mantel	0,5935	0,007	0,56711	0,0239	12	52	918	0,056	13,184	0,791	0,057	1,287	-39000,000	471,2
VM19-14_gr	02	02b	Mantel	0,593	0,01	0,55419	0,02278	14	68	722	0,094	13,228	1,243	0,057	1,649	0,000	469,7
VM19-14_gr	32	32a	Mantel	0,5936	0,096	0,38092	0,02408	10	43	368	0,110	13,245	0,887	0,057	1,690	10000,000	469,2
VM19-14_gr	24	24c	Mantel	0,5832	0,079	0,31188	0,02305	7	31	299	0,105	13,298	0,838	0,056	1,562	-38000,000	467,4
VM19-14_gr	36	36b	Mantel	0,5856	0,092	0,46138	0,02286	8	37	569	0,065	13,340	1,121	0,057	1,658	-58000,000	465,9
VM19-14_gr	35	35a	Mantel	0,674	0,03	0,11353	0,0399	13	36	399	0,090	13,495	3,239	0,066	4,066	-25000,000	461
VM19-14_kl	56	56a	Kern	0,682	0,019	0,0846	0,0262	4	15	56	0,275	11,820	1,537	0,059	2,901	-7300,000	523,4
VM19-14_kl	64	64a	Mantel	0,605	0,012	0,35102	0,0261	5	19	188	0,099	13,004	1,300	0,057	2,273	-30000,000	477,5
VM19-14_kl	56	56b	Mantel	0,594	0,012	0,62988	0,02371	13	63	1066	0,058	13,072	2,092	0,057	1,944	-63000,000	475,2
VM19-14_kl	64	64b	Mantel	0,604	0,013	0,3739	0,02349	12	52	181	0,290	13,087	1,309	0,057	2,098	-42000,000	474,5
VM19-14_kl	70	70a	Mantel	0,5981	0,011	0,44321	0,02464	10	42	663	0,064	13,123	1,444	0,057	1,760	-180000,000	473,4
VM19-14_kl	67	67b	Mantel	0,604	0,012	0,46019	0,02334	9	41	316	0,128	13,130	1,300	0,057	1,917	-149000,000	473,1
VM19-14_kl	70	70b	Mantel	0,596	0,011	0,45372	0,02302	13	61	321	0,190	13,130	1,313	0,057	1,945	-171000,000	473,1
VM19-14_kl	67	67a	Rand	0,611	0,084	0,8073	0,02233	13	36	3250	0,028	24,378	2,365	0,109	1,750	32100,000	259
AM19-25	78	78a	Kern	22,06	0,4	0,5922	0,1636	266	178	344	0,517	1,689	1,621	0,269	1,601	19000,000	3002
AM19-25	65	65b	Mantel	4,514	0,079	0,2959	0,083	86	115	160	0,718	3,380	1,487	0,110	1,544	30000,000	1689
AM19-25	65	65a	Mantel	2,953	0,042	0,2082	0,0774	94	127	388	0,328	4,803	1,249	0,103	1,365	133000,000	1219
AM19-25	97	97a	Kern	0,778	0,013	0,09385	0,0278	53	207	320	0,646	10,655	1,172	0,060	1,661	87000,000	578,1
AM19-25	78	78b	Mantel	0,73	0,015	0,0857	0,02563	33	59	1105	0,053	11,669	1,517	0,062	1,607	99000,000	529,7
AM19-25	97	97b	Mantel	0,7111	0,011	0,23618	0,02729	41	65	1517	0,043	12,438	1,368	0,064	1,869	130000,000	498,3
AM19-25	69	69	Mantel	0,6066	0,088	0,48373	0,02276	9	44	430	0,102	12,938	0,970	0,057	1,517	18000,000	479,9
AM19-25	66	66a	Mantel	0,614	0,012	0,59893	0,02308	7	34	510	0,066	12,953	1,684	0,058	1,913	39000,000	479,3
AM19-25	81	81	Mantel	0,6074	0,091	0,4398	0,02355	10	45	429	0,104	12,985	1,040	0,057	1,629	41000,000	477,8
AM19-25	72	72	Mantel	0,5982	0,008	0,48902	0,02413	9	42	524	0,079	13,051	0,940	0,056	1,438	17000,000	475,8
AM19-25	66	66b	Mantel	0,6044	0,085	0,46202	0,02432	9	38	521	0,074	13,055	1,110	0,057	1,553	157000,000	475,7
AM19-25	64	64	Mantel	0,596	0,013	0,64242	0,02301	8	37	597	0,062	13,106	1,835	0,057	1,937	22000,000	474
AM19-25	70	70	Mantel	0,5952	0,008	0,49141	0,02213	72	346	548	0,631	13,148	0,907	0,057	1,411	90000,000	472,5
AM19-25	83	83	Mantel	0,6002	0,094	0,2276	0,02438	6	27	336	0,080	13,191	1,003	0,057	1,746	47000,000	471
AM19-25	96	96	Mantel	0,5902	0,008	0,48823	0,02312	10	48	651	0,074	13,245	0,980	0,056	1,436	23000,000	469,1
AM19-25	68	68a	Mantel	0,5902	0,083	0,41915	0,02282	11	54	357	0,152	13,247	0,967	0,057	1,614	46000,000	469,1
AM19-25	85	85	Mantel	0,591	0,014	0,66544	0,0248	10	45	736	0,061	13,263	2,122	0,057	2,102	21000,000	468,2
AM19-25	71	71	Mantel	0,5895	0,078	0,53168	0,02372	14	65	841	0,078	13,291	0,997	0,057	1,394	-10000,000	467,5
AM19-25	68	68b	Mantel	0,706	0,018	0,51108	0,0564	35	70	595	0,118	15,432	2,160	0,079	2,528	-7000,000	404,6