



universität
wien

MASTERARBEIT

Titel der Masterarbeit

Petrographie und Geochronologie des Alpe Morello
Gebietes, Ivrea Verbano Zone (N. Italien)

Verfasser

Stephan Blaha Bakk.rer.nat.

angestrebter akademischer Grad

Master of Science (M.Sc.)

Wien, 2011

Studienkennzahl lt. Studienblatt: A 066 815

Studienrichtung lt. Studienblatt: Erdwissenschaften

Betreuer: Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. Urs Klötzli

Inhaltsverzeichnis

Einleitung.....	4
Geographie.....	5
Geologische Übersicht der Ivrea-Verbano-Zone und Strona-Ceneri-Zone	6
Zeitliche Entwicklung.....	7
Geologie der IVZ.....	11
Thermobarometrie des Val Strona	12
Platznahme des Mafischen Komplexes.....	12
Mantel-Peridotite der Ivrea-Verbano Zone.....	14
Geologie der Strona-Ceneri-Zone	15
Resultat der Kartierung	17
Karte.....	17
Petrographie	24
Peridotit.....	24
020/09.....	24
Metagabbros östlich des Peridotits.....	27
013/09.....	27
016/09.....	32
Amphibolit der SCZ	37
089/09.....	37
Ganggesteine der Alpe Morello	38
102/09.....	38
104/09.....	39
105/09.....	40
106/09.....	41
107/09.....	42
Strukturgeologische Beschreibung der Gesteine der Alpe Morello.....	43
Strukturelle Entwicklung der IVZ.....	43
Strukturelle Entwicklung der SCZ	46
Parallele Entwicklung in SCZ und IVZ	47
Strukturdaten der Alpe Morello	48
Einordnung der Ganggesteine der Alpe Morello in einen geologischen Kontext	51
Permische Granitkörper der SCZ und Intrusiva der IVZ	51
Permische Granitkörper der SCZ (Granitit dei Laghi).....	52
Appinite.....	52
Ordovizischer Magmatismus der SCZ.....	53
Vergleich der Chemischen Zusammensetzung der Ganggesteine der Alpe Morello mit Daten aus der Literatur.....	55
Appinite.....	55
Chemie der Ordovizischen Ganggesteine	56
Geochemie der Ganggesteine.....	57
Hauptelementchemie der Ganggesteine der Alpe Morello	59
REE-Verteilungen der Ganggesteine der Alpe Morello	63
Interpretation der Geochemie.....	65
Geochronologie.....	66
Altersverteilungen der Zirkondaten	66
Interpretation der Altersverteilungen und der chemischen Charakterisierung	70
Zirkon Textur und Morphologie.....	73
Permische Ganggesteine der Alpe Morello	73

Ordovizische Ganggesteine der Alpe Morello.....	76
Conclusio	79
Zitate	81
Zusammenfassung.....	84
Anhang.....	86

Einleitung

Diese Arbeit beschäftigt sich mit einem Peridotitkörper der Ivrea-Verbano-Zone, einem amphibolitfaziellen - granulitfaziellen Krustenquerschnitt im Norden Italiens. Dieser Körper befindet sich an der östlichen Grenze der Ivrea-Verbano-Zone, im amphibolitfaziellen Bereich.

Um eine zeitliche Einteilung der Platznahme des Peridotits treffen zu können, oder zumindest diese eingrenzen zu können, wurden Ganggesteine datiert, die im direkten Kontakt zu diesem Körper stehen. Darüber hinaus wurden auch Ganggesteine aus dem Rahmengestein datiert.

Mit Hilfe einer petrographischen Charakterisierung der Gesteine und Kartierung wird versucht festzustellen, ob der Peridotit zur Ivrea-Verbano-Zone zu zählen ist oder doch zur Strona-Ceneri-Zone. Diese beiden Zonen grenzen im Bereich des Kartierungsgebietes direkt aneinander.

Geographie

Die Ivrea-Verbano-Zone (IVZ) und Strona-Ceneri-Zone (SCZ) befinden sich im Nordwesten Italiens. Der größte Teil der IVZ befindet sich auf italienischem Hoheitsgebiet, nur ein Kleiner im Norden der IVZ auf schweizerischen. Gleiches gilt für die SCZ. Auf dem Gebiet, das die SCZ einnimmt, ist der Lago Maggiore und Lago D'Orta zu finden. Im Bereich des Lago D'Orta beginnt das Val Strona, das nach Westen hin im zentralen Teil der IVZ verläuft. Die Alpe Morello, das im Zuge dieser Masterarbeit bearbeitete Gebiet, ist über dieses Tal zu erreichen. Dieses Gebiet befindet sich nördlich des Val Strona (Abb. 1). UTM-Koordinaten des roten Punktes in Abb 1: N 45.9265, E 8.380583333

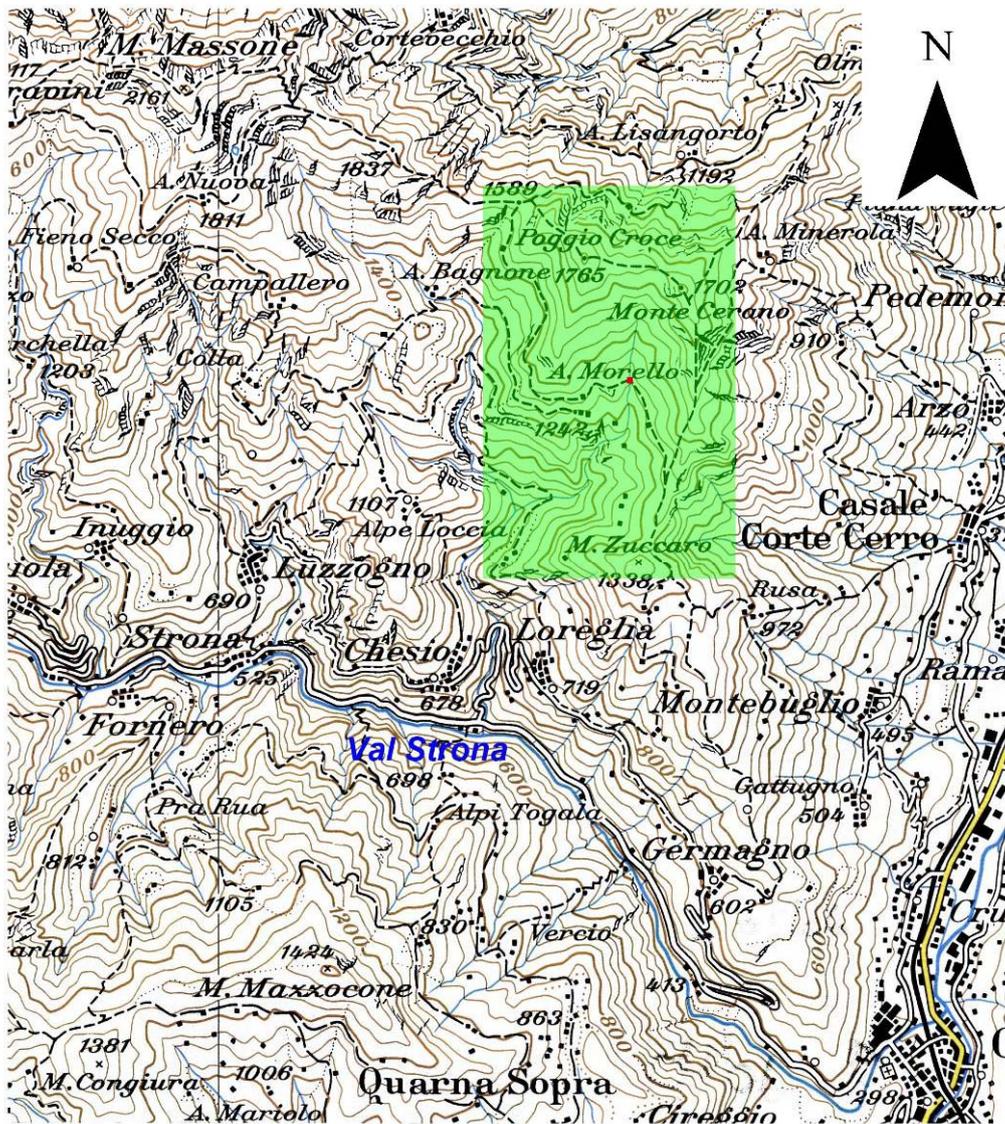


Abb. 1: geographische Karte des Val Strona; grünes Rechteck deckt das Kartierungsgebiet ab

Geologische Übersicht der Ivrea-Verbano-Zone und Strona-Ceneri-Zone

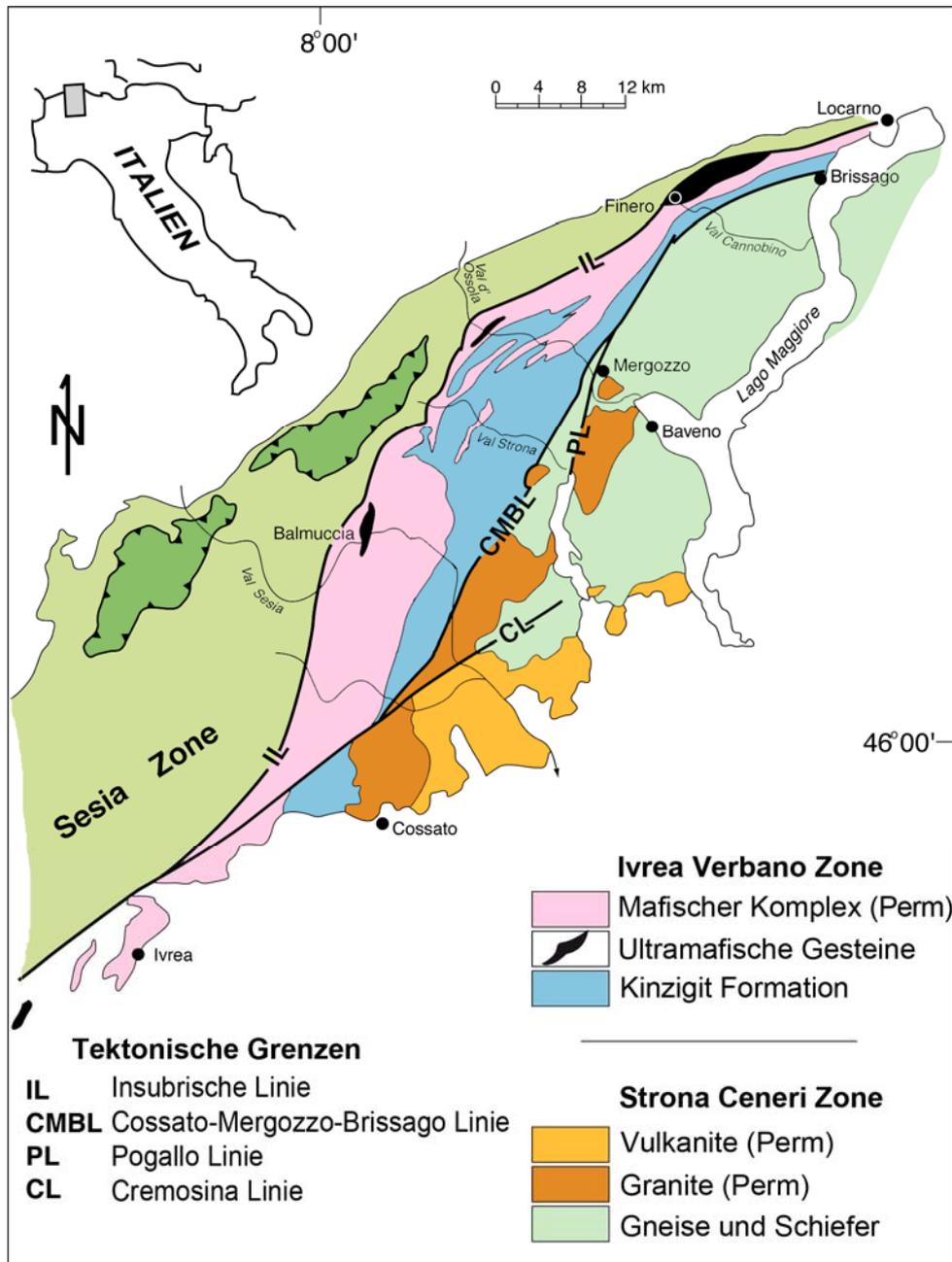


Abb. 2: Geologische Karte der IVZ und der SCZ; verändert aus Snoke et al., 1999;

Die Gesteine der IVZ und (SCZ) treten im engen Kontakt zueinander auf (Abb. 2) und stellen gemeinsam ein prä-alpinen Krustensegment der Südalpen dar (Rutter et. al., 2003). Dieses Krustensegment zeigt die verschiedenen Abschnitte der kontinentalen Kruste, angefangen im Nordwesten mit granulitfaziellen Metasedimenten, ultramafischen und mafischen Intrusivgesteinen der IVZ, über amphibolitfazielle Metasedimente und Granitoide der SCZ, bis zu den unmetamorphen, oberkarbonen, permischen

und mesozoischen Sedimenten im Süden (Handy et. al., 1999). Die Grenze zwischen IVZ und SCZ bildet die Cossato-Mergozzo-Brissago Linie (CMBL) und die Pogallo Linie (PL). Die beiden Einheiten stellen ein SW-NO streichendes Krustensegment dar, das über eine Länge von 130 km und eine Breite von 10-50 km aufgeschlossen ist (Henk et. al., 1997). Die im Zuge der alpinen Orogenese stattfindenden Faltenereignisse und aktive Störungen fragmentierten diese Krustensegmente und führten dazu, dass die IVZ heute ein steil stehendes Krustensegment ist (Handy et al., 1999). Die SCZ erfährt nur eine geringe alpine Rotation (Handy et al., 1999).

Die SCZ kann als die abgetrennte obere Kruste der IVZ angesehen werden (z.B. Henk et.al., 1997). Diese Annahme ist aber umstritten. Zurbriggen (1996) nimmt an, dass erst seit der Schlingenphase in der SCZ diese beiden Krustensegmente in Kontakt stehen. Das Problem ist, dass die früheste Geschichte der IVZ sehr schlecht erfassbar ist. Das wirklich erste gut greifbare Bindeglied zwischen diesen beiden Krustensegmenten ist die permische, magmatische Aktivität, wofür auch gute geochronologische Beläge zu finden sind (Peressini et al., 2008, Schaltegger et al., 2007, Sinigoi et al., 2011).

Vavra et al. (1998) zeigen, dass keine der Überwachungen auf detritären Zirkonen in den Metasedimenten, keiner der Zirkone in der Leukosomen, und keiner der Zirkone der mafischen und ultramafischen Intrusionen signifikant älter als 299 ± 5 Ma ist. Speziell das Überwachsen von detritären Zirkonen in Metasedimenten wird als sensitiver Indikator für das erste Erreichen der Schließtemperatur während hochgradiger Metamorphose angesehen und das ist daher nicht vor 299 ± 5 Ma passiert. Das heißt, die IVZ kann nicht die unterkrustale Fortsetzung der SCZ während variszischer und prä-variszischer Zeit gewesen sein. Die SCZ erfährt eine hochgradige Metamorphose und Anatexis während ordovizischer Orogenese. Die IVZ aber nicht, da sie noch nicht als Akkretionskeil ausgebildet war oder sich an einer anderen krustalen Position befand. Während der variszischen Orogenese besteht auch das Problem, dass keine Alter älter als 299 ± 5 Ma zu finden sind, aber der Höhepunkt der variszischen Orogenese in der SCZ bei 341 ± 6 Ma liegt.

Zeitliche Entwicklung

Die IVZ und SCZ weisen unterschiedliche paläozoische Entwicklungen, was

auch auf der Tatsache beruht, dass verschiedene Bereiche der Kruste anders auf dieselben Ereignisse mit krustalen Maßstab reagieren (Handy et al., 1999) (Abb. 3).

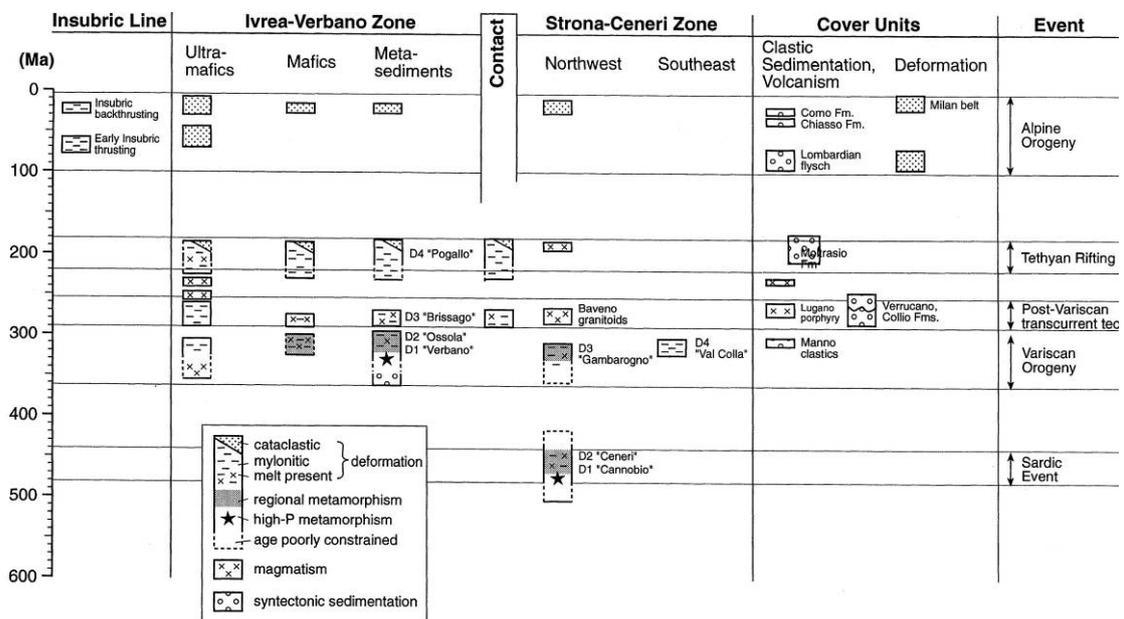


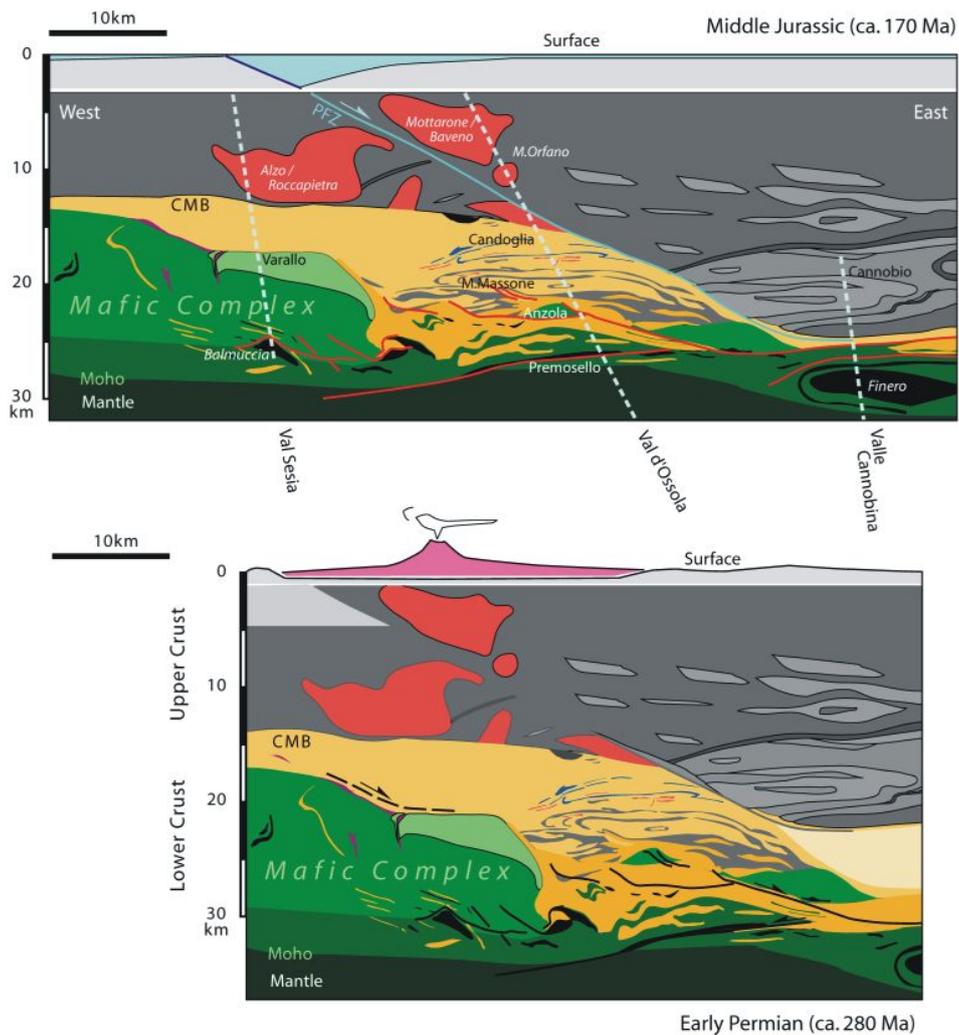
Abb. 3: Alter der Deformationen, des Magmatismus und der syntektonische Deformation der Krusteneinheiten der Südalpen und ihrer sedimentären Bedeckung entlang der Insubrischen Linie (Handy et al., 1999);

Die IVZ und die SCZ zeigen ein Metamorphose- und Deformationsereignis, das im späten Proterozoikum beginnt und bis zum Ende des variszischen Orogen andauert (>300 Ma) (Henk et al., 1997). Die meisten heute in der IVZ zu sehenden Zusammensetzung- und Metamorphosezonierungen stammen aus einer Zeit nach dem variszischen Ereignis, als eine normale Krustedicke vom 30 km bestand (Henk et al., 1997). Wie weiter oben erwähnt, ist aufgrund des kompletten Zurücksetzten fast aller radiometrischen Systeme während der hochgradigen Metamorphose, die Protolithgenese, Sedimentation und die tektonometamorphe Entwicklung der IVZ vor 299 ± 5 Ma nur schwer durch radiometrische Methoden erfassbar (Vavra et al., 1998). Man kann annehmen, dass die SCZ die strukturell höhere Einheit dieses Krustensegmentes darstellt. In dieser beschränkt sich der post-orogene Temperatureffekt nur auf Kontaktphänomene der permischen Granite, wodurch es zu keinem Zurücksetzten der radiometrischen Systeme kam und die tektonometamorphe variszische und prä-variszische Entwicklung besser in der SCZ als in der IVZ erhalten ist (Vavra et al., 1998), wenn die IVZ zu diesem Zeitpunkt überhaupt ausgebildet war.

Die Metasedimente der SCZ stammen von einer sehr heterogenen

proterozoischen Kruste, was aus den detritären Zirkonalter, die zwischen 2 Ga und 600 Ma liegen, abzulesen ist (Zurbriggen et al., 1997). Innerhalb der SCZ sind Metagranitoide zu finden, die als an Subduktionszonen gebundene, mantelbezogene Magmen mit krustaler Kontamination interpretiert werden und ein U-Pb Zirkonalter von ca. 450 Ma, das als ordovizisches Intrusionsalter angesehen wird, aufweisen (Pinarelli et al., 2008). Vor der Platznahme dieser Granitoide kam es zu einer hochdruck Metamorphose während der Subduktion von ozeanischer Kruste, zu sehen in den Eklogiten, mit spät-proterozoischen und/oder früh paläozoischen Alter (Zurbriggen et al., 1997).

In der IVZ kam es während des späten Paläozoikums zur Platznahme einer großen Menge von mafischen Magmas nahe der oder an der MOHO. Dies wird als mafischer Komplex bezeichnet und wird als Folge eines *hypersolidus flow* von kristallinen Kumulaten während einer krustalen Extension interpretiert (Demarchi et al., 1998). Die Platznahme des mafischen Komplexes führte zu Anatexis in den Kinzigiten am Kontakt zwischen Kinzigite und mafischen Komplex (Peressini et al., 2007). Diese Anatexis führte zur Ausbildung von Schmelzen von denen die Graniti dei Laghi abstammen (Quick et al., 2009). Die granulitfazielle Metamorphose der Kinzigite in diesem Bereich bestand schon vor der Platznahme und der thermale Einfluss des mafischen Komplexes war nur sehr gering und auf etwa 1 km von Dach des Komplexes lokalisiert (Demarchi et al., 2007).



**Serie dei Laghi
(= Upper Crust)**

- mica schist
- Ceneri gneiss, gneiss minuti
- amphibolite
- orthogneiss
- granite

Ivrea-Verbano Zone (= Lower Crust)

Host rocks

- sill-bt schist (kinzigite), migmatitic gneiss
- gt-sill gneiss (stronalite)
- marble
- amphibolite
- peridotite + pyroxenite

Intrusive complex

- charnockite
- diorite (e.g. Val Mastallone)
- gabbro, gabbro diorite, plag-hbl-cpx granofels, norite
- gt-px-plag granofels

Abb. 4: Rekonstruktion der permischen Kruste der IVZ und Serie die Laghi; unteres Bild zeigt Situation zur Zeit des Perm und oberes zur Zeit des mittleren Juras; Schaltegger and Brack, 2007

Während der alpinen Entwicklung kam es in der IVZ und der SCZ zu spröder bis semi-spröden Deformation unter grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen (Henk et. al., 1997). Die heutige Ausbildung des Querschnittes der IVZ und Orientierung ist bedingt durch Rotation um $\sim 90^\circ$ und Exhumation während der alpinen Kollision (Peressini et al, 2007, Henk et al., 1997).

Geologie der IVZ

Die Ivrea-Verbano-Zone stellt eine vollständige Abfolge von Gesteinen der kontinentalen Kruste dar, die ihre heutige Position zueinander wahrscheinlich in permo-triadischer Zeit eingenommen hat (Rutter et. al., 2003). Diese Gesteine sind Zeugen einer paläozoischen Akkretion, magmatischer und metamorpher Prozesse der variszischen Orogenese, damit verbundene Streckung und Ausdünnung der Lithosphäre und post-orogenes *underplating* (Rutter et. al., 2003).

Heute liegt die IVZ als eine gekippte prä-alpine Unterkruste vor, die zwischen zwei Hauptstörungen vorzufinden ist. Der Ivrea Krustenquerschnitt wird im Westen vom alpinen metamorphen Alpenbogen durch die Insubrische Linie mit oligozänen Alter abgegrenzt und im Osten durch die CMBL, die im frühen Perm aktive war, aber auch später noch aktive war (Vavra et al., 1998). Der Einfluss der alpidischen Metamorphose ist in der IVZ nur schwach als schwache, lokalisierte retrograde Grünschiefer-Metamorphose zu erkennen, die nur in Verbindung mit Störungszonen auftritt (Rutter et al., 2003).

Die Basis dieser kontinentalen Kruste, vor allem im Süden der IVZ, stellt der mafische Komplex, ein 10 km breiten und 40 km dem Streichen folgender Bereich mit einem Alter zwischen 280-295 Ma (Ruttter et.al., 2003) (Abb. 4).

Der mafische Komplex besteht aus Metagabbros, Peridotiten und Diorite. Dieser Intrudierte eine Sequenz bestehend aus Metapeliten, -psamiten, -basiten und Marmoren (Henk et. al., 1997). Diese Gesteine prägen die IVZ im östliche Teil und bestehen hauptsächlich aus unterschiedlich stark migmatisierten metasedimentären Schiefen (Granat, Biotit, Plagioklas, Quarz, Sillimanit ± Muskovit) die unter dem Lokalnamen Kinzigite bekannt sind (Rutter et. al., 2003). Diese bilden einen 3-4 km breiten Bereich entlang der östlichen Grenze der IVZ. Die Metamorphosebedingungen nehmen nach Nordwesten hin zu. Dies führt zu einem Ersetzen des Muskovits und Biotits durch Kalifeldspat und Granat (Rutter et.al., 2003) und damit ändert sich auch das Gestein von einem Schiefer zu einem massiven gebänderten Gneis, der in der Literatur als Stronalit geführt wird. Lokal treten gemeinsam mit den Kinzigiten mehr heterogene Sedimente auf, wie Marmore, Quarzite und weniger Phyllosilikate führende Paragneise. Diese Gesteine stellen eventuell Seichtwassersedimente

dar, die vermutlich jünger als die Kinzigite sind und die vor der Erosion womöglich bewahrt wurden durch ihre Position in einer großen antiformem Synklinale, die Strona Candoglia Antiform (Rutter et. al., 2003). Im Nordwesten der IVZ wechseln sich die Kinzigite mit Bändern von Amphiboliten mit Mächtigkeiten von 1 bis 100 m ab (Rutter et. al., 2003). Richtung Westen, also dem Metamorphosegradienten folgend, treten immer öfter permische Intrusiva auf.

Thermobarometrie des Val Strona

Für das Val Strona ist ein thermaler Gradient von ~40-60 °C/km beschrieben (Henk et a., 1997). Die Kinzigite im NW Bereiches des Tales zeigen granulitfazielle Bedingungen mit maximalen p-T-Bedingungen von 750±50°C und 6±1 kbar (Henk et.al., 1997). Die höchsten p-T-Bedingungen sind für einen Metagabbro von der Basis des mafischen Komplexes beschrieben (Henk et.al., 1997). Die Metapelite der Kinzigit-Formation, die die geringsten metamorphen Bedingungen zeigen, haben eine Paragenese von Biotit + Fibrolit + Cordierit ± Muskovit, welche mit steigender Metamorphose durch Granat + Biotit + Sillimanit ersetzt wird (Bea und Montero, 1999). Umso höher die Metamorphosebedingungen sind umso höher ist der modale Gehalt an Granat auf Kosten von Biotit mit dem Resultat, dass in granulitfaziellen Metapelite, dem Stronalit, Biotit komplet ersetzt ist durch Granat (Bea und Montero, 1999). Im zentralen Bereich des Val Strona Mineralthermometrie zeigt peak Metamorphosebedingungen von ca. 630°C und 5,2 kbar, festgestellt mit Einschlüssen im Randereich der Granatekerne (Henk et.al., 1997). Das erste Auftreten von syndeformativen Muskovit ist im Granat-Glimmerschiefer im unteren Bereich des Val Strona feststellbar (Henk et.al., 1997). In diesem Bereich liegen die peak Metamorphosebedingungen bei 615±30°C und 4,3±1 kbar. (Henk et.al., 1997).

Platznahme des Mafischen Komplexes

Wegen der geringen Dichte der kontinentalen Krustengesteine nimmt häufig basaltisches Magma, das unter der kontinentalen Krustebereiche gebildet wurde entlang der MOHO und im untersten Teil der Kruste Platz (Henk et al.,

1997). Dieser Prozess, als *magmatic underplating* bezeichnet, führt zu Massenzunahme, Temperaturanstieg in der kontinentalen Kruste und bewirkt unter anderem amphibolit- bis granulitfazielle Metamorphose im regionalen Bereich, Anatexis und surface uplift (Henk et. al., 1997). Abhängig von der Menge an thermischer Energie, die bei der Abkühlung und Kristallisation der magmatischen Intrusion frei wird, kann die metamorphen Texturen als auch die chemischen und isotopischen Gleichgewichte im untersten bis mittleren Krustenbereich zurückgesetzt werden (Henk et. al., 1997).

Im westlichen Bereich der IVZ ist der mafische Komplex zu finden. Dieser bis zu 10 km mächtige Komplex setzt sich aus gabbroiden bis leucodioritischen Gesteinen zusammen mit zwischengelagerten ultramafischen Gesteinen und dünnen Lagen aus suprakrustalen Gesteinen (Barboza et al., 1999). Diese suprakrustalen Gesteine setzen sich aus 1-100 m dicke Lagen von gebänderten Paragneisen, die als Septa bezeichnet werden, und Linsen von Charnokiten zusammen (Quick et al., 1995).

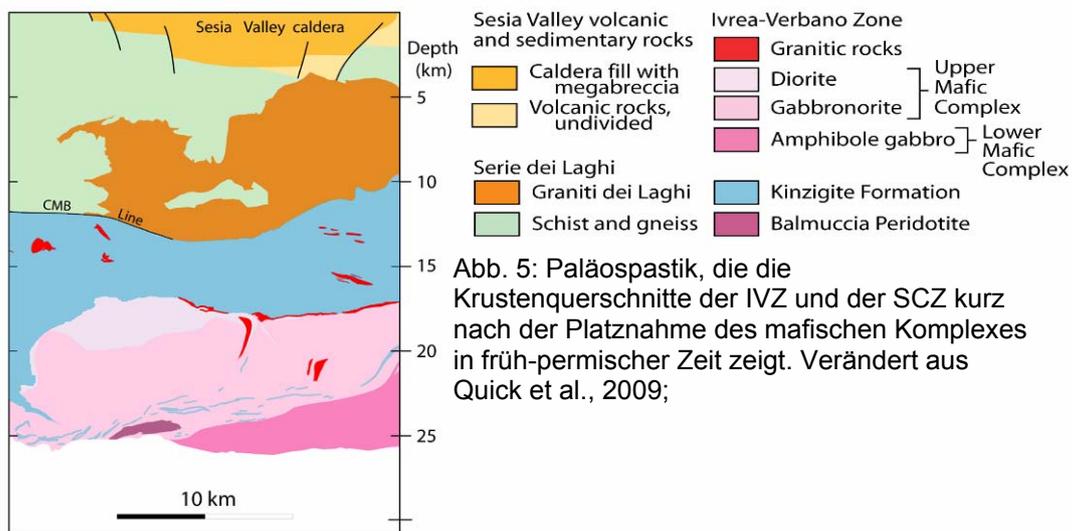


Abb. 5: Paläospastik, die die Krustenquerschnitte der IVZ und der SCZ kurz nach der Platznahme des mafischen Komplexes in früh-permischer Zeit zeigt. Verändert aus Quick et al., 2009;

Die Platznahme des oberen mafischen Komplexes wird mit ca. 288 Ma datiert (Peressini et al., 2007). Die erste magmatische Aktivität begann ca. bei 295 Ma und vielleicht schon davor mit sporadischen Pulsen an mafischer Magma im untersten Bereich der Formation (Sinigoi et al., 2011). Die Vulkanite der SCZ wurden auf 288 ± 2 und 282 ± 3 Ma datiert und Alter der Granite der SCZ variieren zwischen 289 ± 3 und 275 ± 4 Ma (Peressini et al., 2008). Daraus wird geschlossen, dass die Intrusion des oberen mafischen Komplexes in einer Tiefe ≥ 15 km zu Anatexis in der kontinentalen Kruste und zur Entwicklung von

silikatischen Schmelzen führte, die in einem Zeitraum von ~10-15 Ma, zwischen ca. 289 und ca. 275 Ma, Granitkörper bildete und als rhyolitische Schmelze erruptierte (Peressini et al., 2008).

Mantel-Peridotite der Ivrea-Verbano Zone

Der Peridotitkörper des Alpe Morello Gebietes gehört zu einer Gruppe von Mantel-Peridotiten, von denen die bekanntesten und Größten jener von Balmuccia im Süden und Finero im Norden der IVZ sind. Diese Größten sind im mafischen Komplex an dessen Westseite, somit im stratigraphisch tiefsten Bereich der IVZ zu finden. Daneben sind zahlreiche kleinere als Mantelmaterial identifizierte Peridotitkörper in der IVZ zu finden, die in verschiedenen stratigraphischen Levels zu finden sind (Rivalentie & Mazzucchelli, 2000) (Abb. 6). Einige von diesen kommen gleich den größeren in der unteren Einheit des mafischen Komplexes vor, beispielsweise nördlich und südlich des Balmuccia Massiv in Vallone die Meula und Val Mala oder die Premosello Linse im Val d'Ossola (Rivalentie & Mazzucchelli, 2000). Andere kleinere Peridotite sind im Val Strona und Val d'Ossola in den Metasedimenten der Kinzigit Formation in Verbindung mit den Hochtemperaturscherzonen, die den Übergang zwischen Granulifazies und Amphibolitfazies bilden, zu finden und werden als Alpe Francesca, Alpe Crotta und Alpe Piumero bezeichnet (Rivalentie & Mazzucchelli, 2000). Der Alpe Morello Peridotit liegt an der Grenze zwischen IVZ und SCZ. Boriani and Giobbi (2004) stellen diesen aber zur SCZ. Eine Begründung bleibt leider aus, es wird nur angemerkt, dass diese Einschätzung aufgrund des Feldbefundes getroffen wurde.

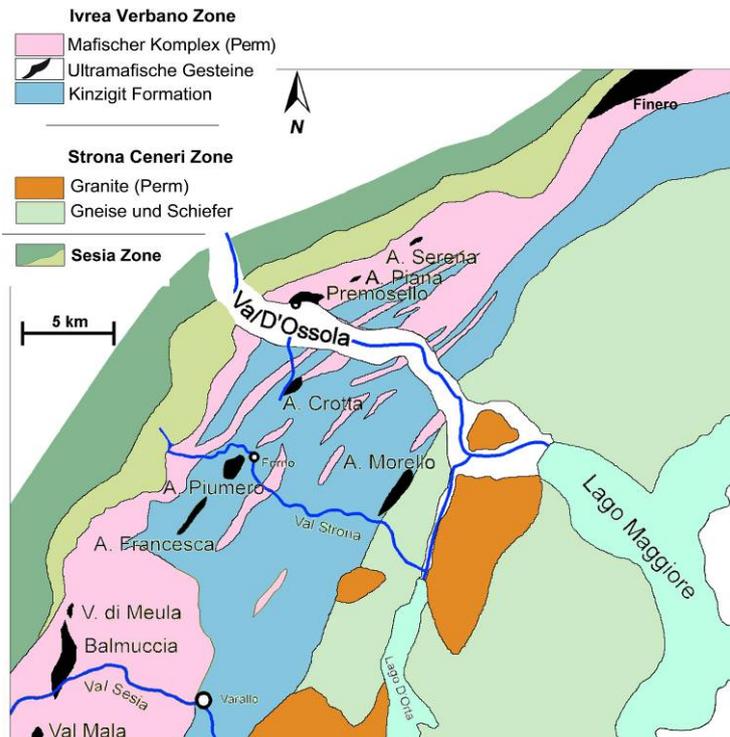


Abb. 6: Geologische Karte mit genauerer Lage der Peridotitkörper im zentralen Bereich der IVZ; verändert aus Rivalenti + Mazzucchelli, (2000);

Rivalenti & Mazzucchelli (2000) zeigen, dass die verschiedenen Peridotitkörper unterschiedliche petrologische Eigenschaften (Zusammensetzung, Abreicherungsgrad und metasomatische Überprägung) haben, abhängig von ihrer stratigraphischen Position innerhalb der IVZ. Gezeigt wird, dass die Massive wie Baldissero und Balmuccia und weitere, die am tiefsten Punkt der IVZ zu finden sind, die am wenigsten abgereicherten und am wenigsten metasomatisch überprägten sind. Die Kleineren des Val Strona sind vergleichsweise mehr abgereichert und metasomatisch und die Peridotite im Bereich des Finero Massivs sind die am meisten abgereicherten und metasomatisch am stärksten überprägt.

Weiters wird angemerkt, dass diese Körper immer mit Hochtemperaturscherzonen, die zu einem extensionellem Regime gehören, assoziiert sind und daher vielleicht diese Regime die Platznahme dieser Körper bewirkt haben. Als andere Möglichkeit wird angeführt, dass die Peridotite Teil eines Akkretionskeils einer ordovizischen Subduktion gewesen sein können.

Geologie der Strona-Ceneri-Zone

Die SCZ ist Teil der Serie die Laghi, eines Krustenabschnittes mit niedrig amphibolithfaziellen Fazies. Diese Serie die Laghi beinhaltet neben der SCZ auch die hauptsächlich aus Metapeliten bestehende Scisti die Laghi (Pinarelli

et al., 2008). Diese beiden Einheiten werden durch einen durchgehenden Horizont getrennt, der als Strona-Ceneri-Border-Zone bezeichnet wird und aus gebänderten Amphiboliten mit Linsen aus Ultramafiten, Metagabbros und Granat führenden Amphiboliten besteht (Pinarelli et al., 2008).

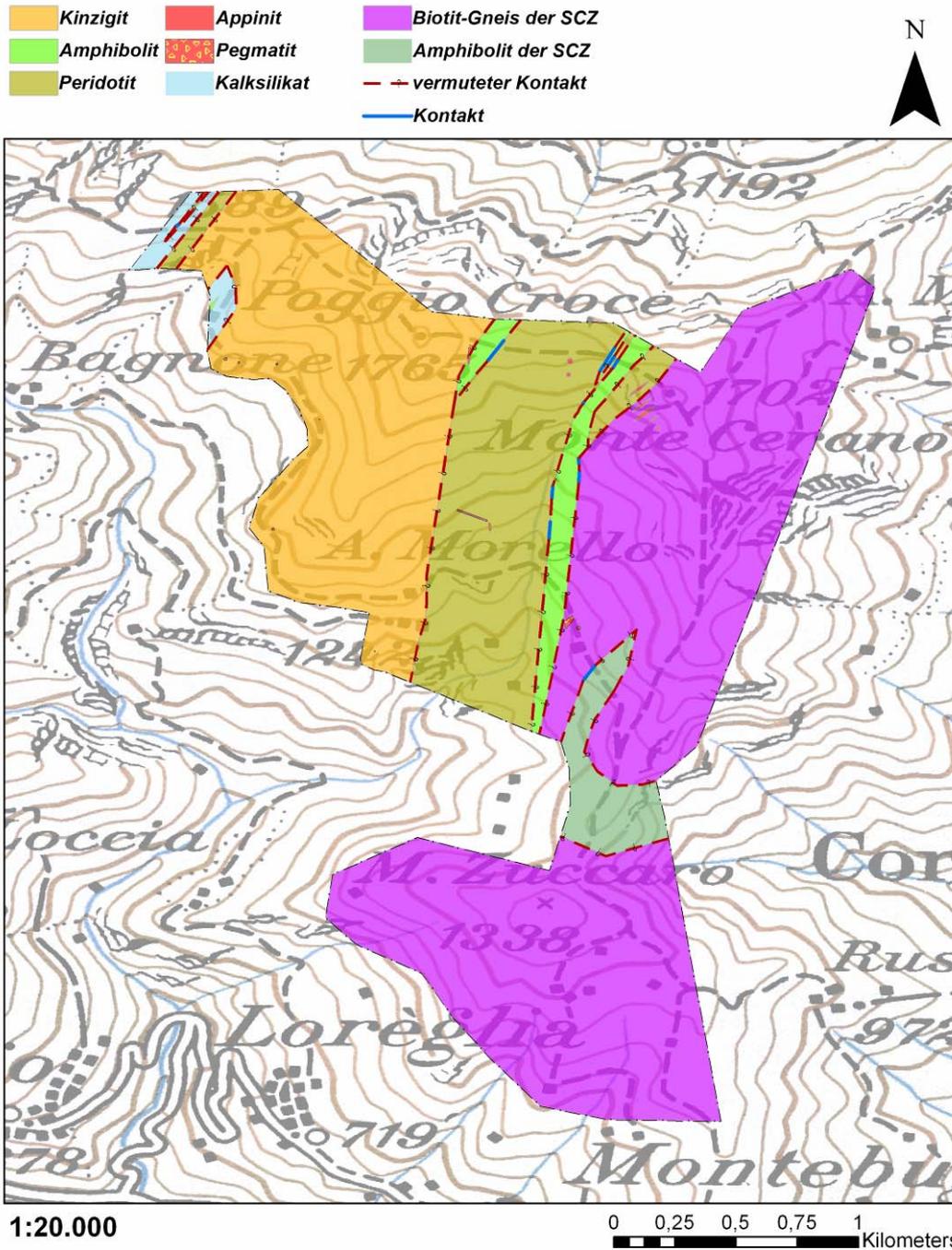
Die Strona-Ceneri-Zone (SCZ) ist ein amphibolitfazieller Gneiskomplex bestehend aus Amphiboliten mit damit assoziierten Ultramafiten, Glimmerschiefern und Glimmergneisen („Paragneise“, Cenerigneis und Gneis Minuti). Diese Gesteine werden intrudiert von spät-ordivizischen Graniten, die als „Orthogneise“ bezeichnet werden (Zurbriggen, 1996). Auch innerhalb und nahe der SCBZ lassen sich große Linsen von Metagranitoiden, die mit Metapegmatiten und Metaapliten assoziiert sind, finden (Pinarelli et al., 2008). Des Weiteren können noch deutliche Anzeichen eines früh permischen Magmatismus gefunden werden. Zu diesem Ereignis zählen zahlreiche undeformierte granitische Intrusionen mit permischen Alter (275-280 Ma), welche in ihrem Durchmesser von 1 bis mehr als 10 km variieren können (Rutter et al. 2003, Sinigoi et al., 2010).

Im Bereich der Alpe Morello sind die Gesteine der Strona-Ceneri-Zone und der Strona-Ceneri-Border-Zone aufgeschlossen.

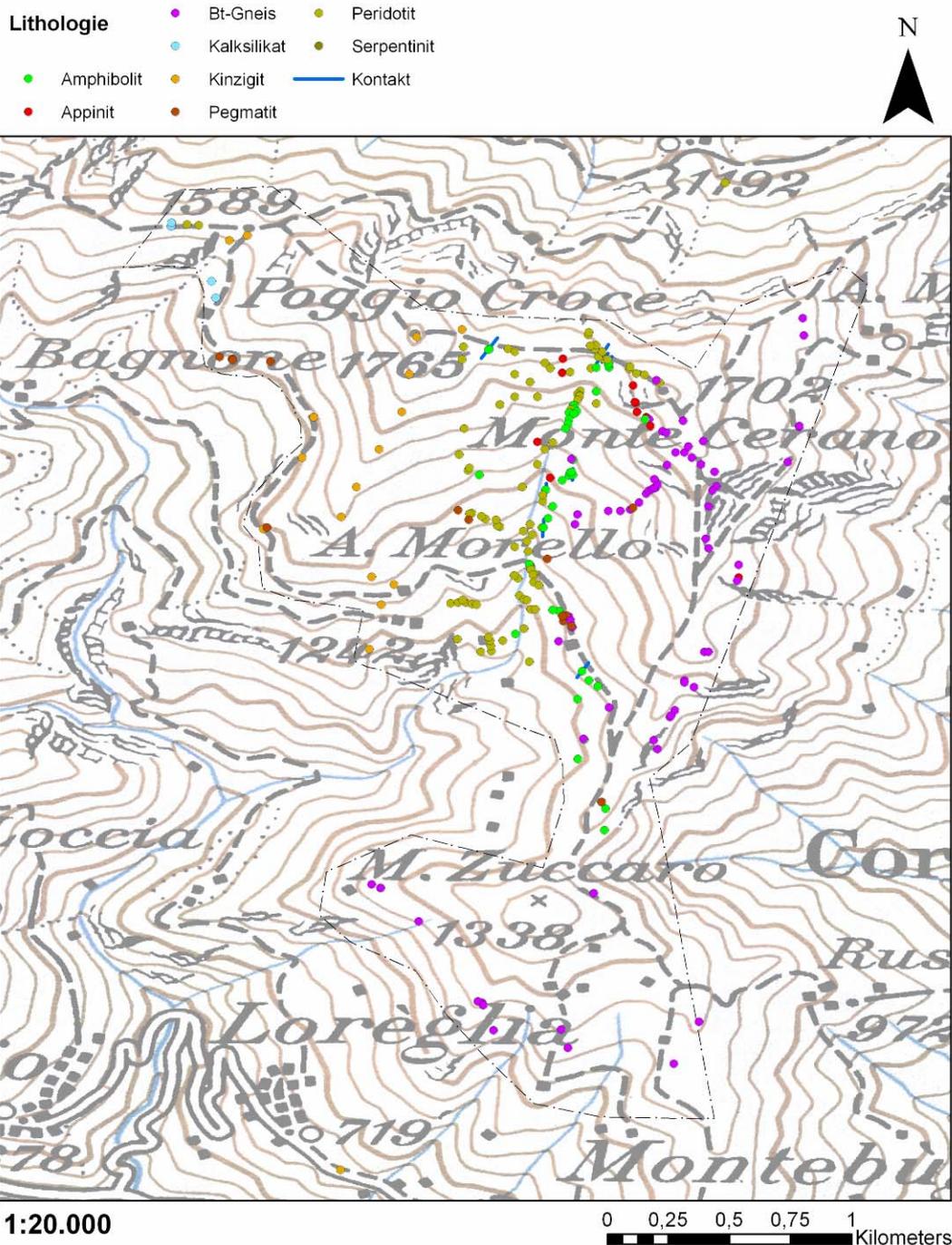
Resultat der Kartierung

Ein großer Teil dieser Masterarbeit hat das Ziel einer petrographischen Beschreibung des Areals der Alpe Morello und das Erstellen einer geologischen Karte.

Karte



Karte 1: Interpretierte Karte des Gebietes der Alpe Morello; Das Datum der Karten ist WGS84.



Karte 2: diese Karte zeigt die Verteilung der einzelnen Aufschlusspunkte. Deren Farbe beschreibt auch die dort gefundene Lithologie; einzelne Punkte können auch mehrere Lithologien umfassen, aber aufgrund der Übersichtlichkeit wird nur die für die Interpretation der Karte wichtigste Lithologie dargestellt.

Die beiden Karten (Karte 1 und Karte 2) zeigen einerseits die Aufschlusspunkte und auch eine interpretierte Karte. In beiden Karten sind vorgefundene Kontakte als hellblaue Linien dargestellt. Diese Kontakte und deren eingemessenen Richtungen dienen als Anhaltspunkt für, die in Karte 1 als *vermutete Kontakte* bezeichneten, erwarteten Verläufe der Kontakte zwischen einzelnen Lithologien.

Die Beschreibung der einzelnen Aufschlüsse, sowie eine Karte, die Aufschlusspunkte mit ihren Nummern zeigt, befindet sich im Anhang.

Im Zentrum der Kartierung standen die ultramafischen Gesteine, die in der Karte als Peridotite (grünbraune Farbe in der Karte) bezeichnet werden. Dieser Peridotitkörper wird im Osten und Westen von Amphiboliten (hellgrün) begrenzt. Des Weiterem sind Biotit-Schiefer/Gneise (violett) mit Einschaltungen von Amphiboliten (dunkelgrün) im Osten des kartierten Gebietes vorgefunden worden. Diese sind, aufgrund der später in diesem Bericht beschriebenen geochronologischen Daten, der SCZ zuzuordnen. Anfänglich war es schwer anhand des Feldbefundes diese Gesteine von den Gneisen der Kinzigit-Formation, die westlich des Peridotits aufgeschlossen ist, zu unterscheiden. Die Gesteine der Kinzigit-Formation beinhalten Gneise (orange), zwischengeschaltete Amphibolite (hellgrün) und Kalksilikate (hellblau).

Immer wieder sind große Pegmatite zu finden. Diese sind in allen Lithologien zu finden. Wobei jene in den Gneisen der SCZ teilweise deformiert sind. Appinite sind auch häufig in diesem Gebiet anzutreffen.

Die Amphibolite, die den Peridotitkörper begrenzen, sind aufgrund ihrer Textur als Metagabbros klar erkennbar. Der Verlauf der Amphibolite im Westen war aber im Feld sehr schwer erkennbar, da hier der Kontakt unter einer großen Grasfläche verborgen liegt. Ob jetzt ein Kontakt zwischen Kinzigiten und Peridotit besteht, oder ob dazwischen noch ein Amphibolit zu finden ist, ist daher nicht möglich. Dies ist nur am Grad nahe des Poggio Groce klar ersichtlich, wo auch dieser Amphibolit aufgeschlossen ist. In der Nähe der Alpe Morello sind auch keine geeigneten Aufschlüsse zu finden. Der Peridotit zeigt eine Verzahnung mit dem Amphibolit.

Auf der Ostseite des Peridotits am Grad nahe dem Monte Cerano ist eine Wechsellagerung zwischen dem Peridotit und dem Amphibolit erkennbar. Ob ein direkter Kontakt zum Biotit-Schiefer/Gneis besteht ist nicht zu sehen gewesen, aber es muss davon ausgegangen werden, da diese beiden Lithologien auf begrenzten Raum vorgefunden wurden.

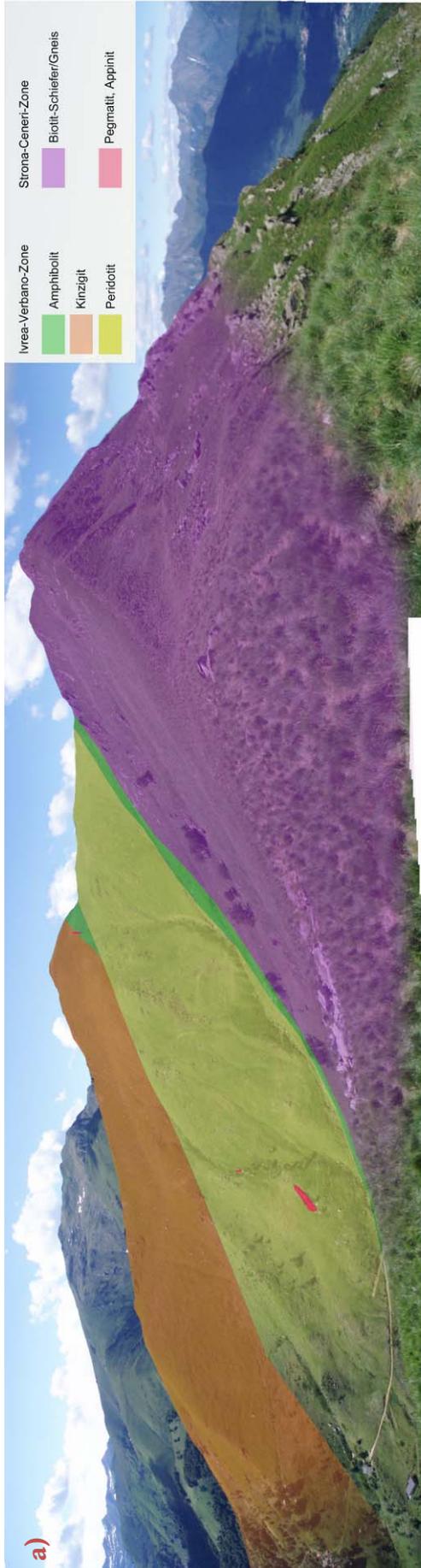
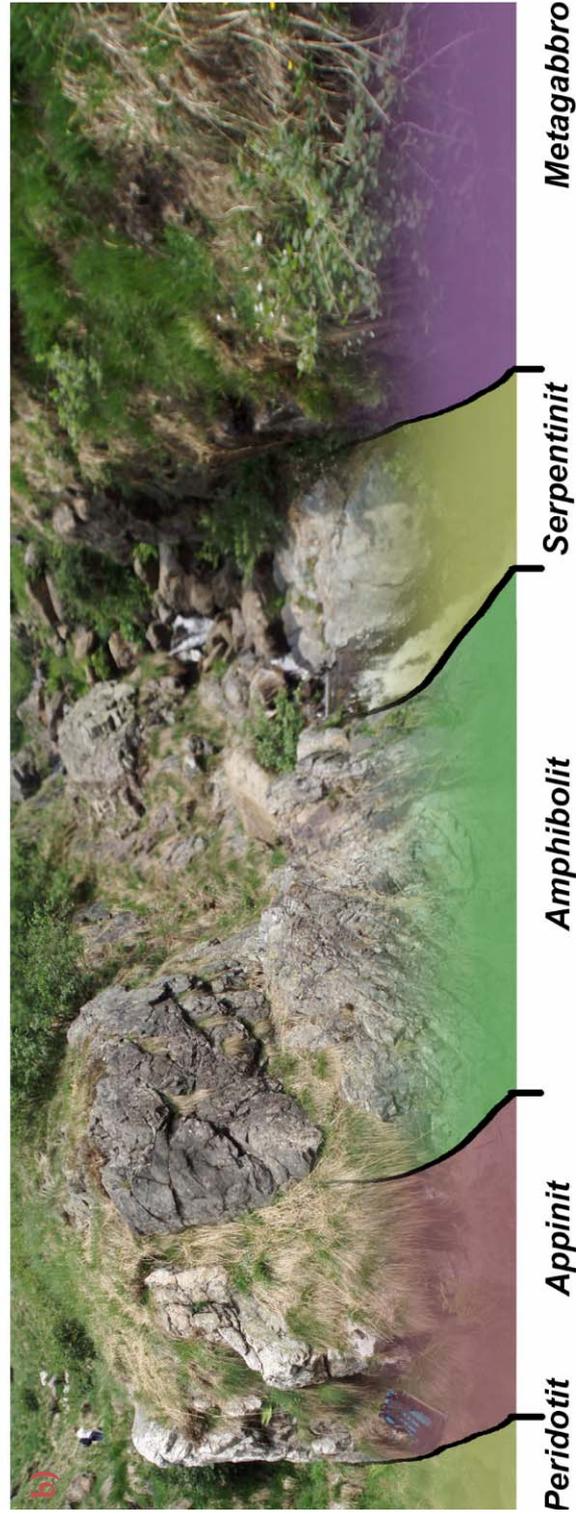


Abb. 7: a) Überblick über das Karfierungsgebiet. Links unten im Bild befindet sich die Alpe-Morello

b) Aufschluss 16: Kontakt zwischen Amphibolit/Metagabbro und Peridotit; vom Appinit stammt Probe 104/09, die datiert wurde;



In der Karte 1 ist gezeigt, dass der Kontakt zwischen Amphiboliten und Peridotiten auf der Ostseite des Peridotits durchgehen zu sein scheint. Die Abb. 7b zeigt diesen Kontakt zwischen den Amphibolit/Metagabbro und dem Peridotit, der hier einen Appinit aufweist. Dieser Appinit, später als Probe 104/09 beschrieben, zeigt ein magmatisches Alter von 277 ± 4 Ma. Der Appinit ist im direkten Kontakt zu dem Peridotit und ist diskordant zu dem Amphibolit.



Abb. 8: Zu sehen ist das typische Auftreten von Lithologien der Alpe Morello, die der IVZ zu zuordnen sind. a) der typische Peridotit mit Px-Gängen; b) Kinzigit mit gefaltetem Leukosom; c) heterogener Metagabbro

Abbildung 8a zeigt einen Aufschluss des Peridotits. Hervorgehoben sind die verfalteten und sich überlagernden Pyroxenitgänge, Diese Gänge sind in dieser Ausprägung häufig anzutreffen. Die im Feld typische Farbe ist erkennbar, die von der oberflächlichen Verwitterung der Olivine resultiert und diese

ockerfarbene Ausprägung aufweist. Die Pyroxenitgänge sind gegenüber der Verwitterung stabiler und stehen meist hervor.

Abbildung 8b zeigt das typische Auftreten des Paragneises der Kinzigites-Formation, dem Kinzigite. In den Handstücken sind im Melanosom die Phasen Sillimanit, Biotit und Granat(?) und im Leukosom Quarz und Feldspart erkennbar. In diesem Beispiel sind die verfalteten Leukosome gut zu sehen. Des Weiteren ist der Kinzigit migmatisch. Zu beobachten war auch ein querwachsen sekundärere Glimmer. Sehr selten ist auch eine Wechsellagerung/Übergang von Metapeliten und Metapsamiten beobachtbar.

In Abbildung 8c ist ein Metagabbro abgebildet, der am östlichen Rand des Peridotits zu finden ist. Das Foto stammt vom selben Aufschluss, den Abbildung 7b zeigt. Deutlich zu erkennen ist die Wechsellagerung von massigem feinkörnigem Amphibolit mit mittel-grobkörnigem Amphibolit.

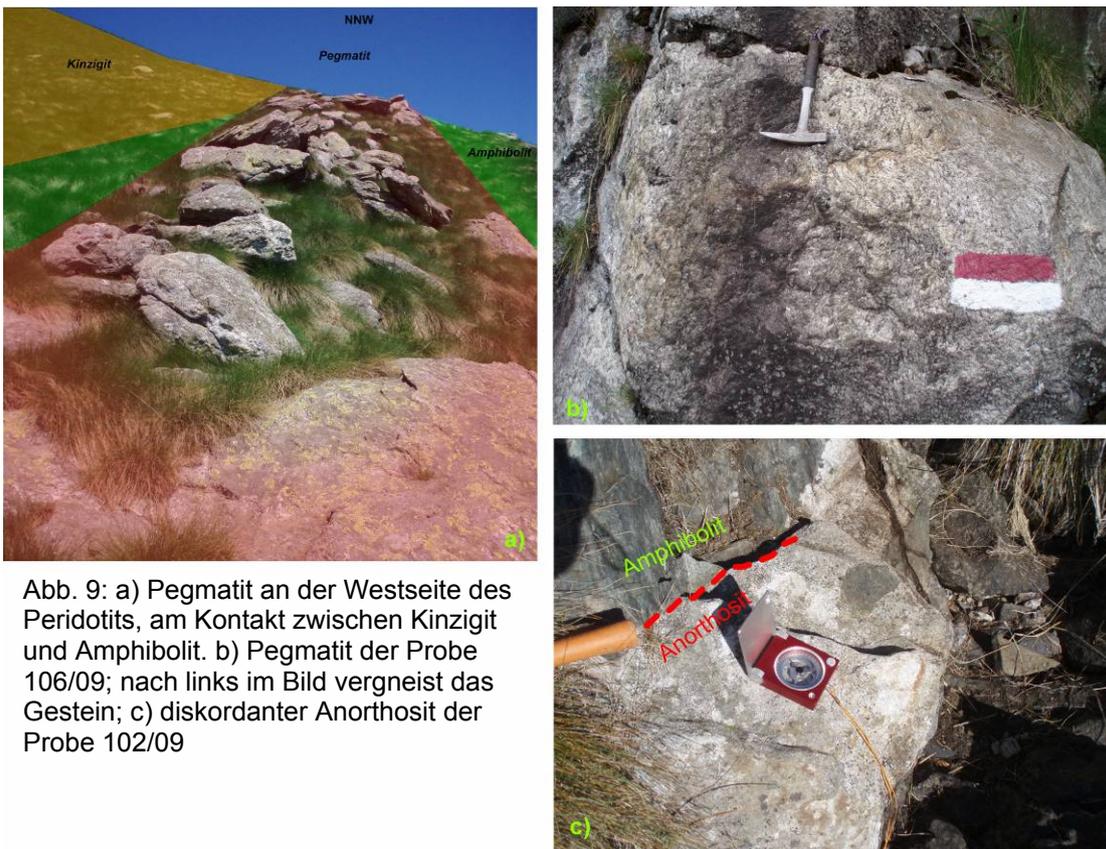


Abb. 9: a) Pegmatit an der Westseite des Peridotits, am Kontakt zwischen Kinzigit und Amphibolit. b) Pegmatit der Probe 106/09; nach links im Bild verneigt das Gestein; c) diskordanter Anorthosit der Probe 102/09

Sehr häufig sind Ganggesteine im Feld anzutreffen. Einerseits permische Appinite und auch ordovizische Ganggesteine der SCZ. Des Weiteren sind im Bereich des Peridotites zwei große Pegmatite aufgeschlossen. Diese heben sich Aufgrund der höheren Resistenz gegenüber der Verwitterung von der Umgebung ab. In Abbildung 9a ist der Pegmatit nahe des Poggio Croce am

Grad gezeigt. Dieser steht im Kontakt mit dem Peridotit. Umso näher man dem Grad kommt steht der Pegmatit im Kontakt zu Amphibolit und dann Kinzigit. Die Blöcke die von diesem Pegmatit übrig geblieben sind zeigen eine Breite von $\pm 4\text{m}$.

Abbildung 9b zeigt den beprobten Pegmatit von dem die Probe 106/09 stammt. Der Pegmatit wird zum Kontakt zu Bt-Gneis immer gneisiger. Die Probe stammt von dem noch magmatisch aussehenden Bereich dieses Ganges. Der Gang steht vertikal.

In Abbildung 9c ist der Anorthosit zu sehen von dem die Probe 102/09 stammt. Dieser Anorthosit ist diskordant zur Schieferung des Amphibolits. Es ist auch eine Scholle des Amphibolits innerhalb des Anorthosits zu sehen. Der Gang verläuft horizontal ungefähr in O-W-Richtung.

Der Biotit-Gneis (Abb. 10) der SCZ zeichnet sich im Feld durch seinen Biotit-Reichtum ($\pm 70\%$) aus. Des Weiteren ist Plagioklas und Quarz erkennbar. Er hat eine sehr gut ausgeprägte Foliation und häufig ist Crenulation zu sehen. Leukosome sind mehrmals verfaltet.



Abb. 10: Nahaufnahme des Bt-Gneises der SCZ

Petrographie

Peridotit

020/09

Im Handstück ist zu sehen, dass der Peridotit aus Olivin, Pyroxen und Spinel besteht. Das Gestein ist mäßig, feinkörnig und durch den Olivin (>50 %) typisch grün. Das Gestein zeigt eine anisotrope Textur, mit gleichkörnigen Olivinen und Pyroxenen. Die sehr dunklen, etwas kleineren und regelmäßig im Handstück verteilten Spinelle weisen eine bevorzugte Orientierung auf. Gelegentlich ist die Streckung insbesondere der Pyroxene auf den S-Flächen erkennbar.

Entlang von Klüften ist die Verwitterung der Olivine an der typischen gelben Farbe zu erkennen, die auch das Gestein im Feld auszeichnet. Häufig zu erkennen sind in allen Handstücken hoch Temperatur Pyroxen-Gänge.

Das Gestein ist als Spinel-Harzburgit anzusprechen. Im Dünnschliff zeigt sich, dass der Peridotit hauptsächlich aus Olivin, Ortho- und \pm Klinopyroxen, Spinel \pm Amphibol (Abb. 11a) besteht. Sehr selten ist auch Plagioklas zu sehen. Als Akzessorium ist eine opake Phase zu finden. Olivin macht an manchen Stellen teilweise 90% im Schliff aus, aber normalerweise bei 70%.

Anhand der Korngrößen lassen sich verschiedene Gruppen von Phasen unterscheiden. Zu finden ist ein Orthopyroxen-Porphyroklast mit unregelmäßigen Korngrenzen und einer Größe von ca. 5mm. Dieses Korn zeigt weiters Entmischungslamellen zu Klinopyroxen und Spinell und eine leichte Krümmung des Kornes. Pyroxene mit dieser Art von Entmischung sind auch in kleinerer Ausbildung zu finden, aber selten. Neben dem Orthopyroxenklast befindet sich noch ein Klinopyroxenklast, der nach Orthopyroxen entmischt. Die nächst kleineren Phasen sind Olivine und Pyroxene, die eine deutliche *shaped-preferred-orientation* aufweisen und dadurch eine gut erkennbare Foliation bilden. Die Olivine zeigen undulöse Auslöschung, *kink-bands* und unregelmäßige Korngrenzen. Das Gefüge ist als porphyroklastisch zu bezeichnen, da die Porphyroklasten von Aggregaten von kleineren Körnern umgeben werden. Diese Aggregate setzen sich aus Olivinen, Pyroxenen und

selten Amphibole zusammen. Die Körner sind equigranular, haben die kleinste Korngröße und weisen ein polygonales Gefüge auf. Diese scheinen *strain*-frei zu sein und rekristallisiert.

Nach Vernon (2004) der sich auf Mercier & Nicolas (1975) bezieht, leitet aus diese verschiedenen Korngrößen eine zeitliche Entwicklung ab. Die von Mercier & Nicolas (1975) als protogranular beschriebenen Porphyroklasten stellen die älteste Generation da und werden bei der Rekristallisation im oberen Mantel, während des partiellen Schmelzens gebildet, was eventuell dazu geführt hat, dass der Peridotit an basaltischer Schmelze abgereichert wurde. (Vernon, 2004).

Die porphyroklastische Textur, die sich aus den beiden kleineren Phasen, den großen, elongierten Klasten und den polygonalen, generell *strain*-freien Klasten (Neoklasten, nach Mercier & Nicolas (1975)), zusammensetzt, ist die jüngere Textur (Vernon, 2004). Die elongierten Klasten zeigen in den Schliffen *subgrain*-Bildung an den Rändern der einzelnen Körner. Diese *subgrains* zeigen sehr ähnliche Auslöschungswinkel zu den elongierten Klasten. Dieses Phänomen wird als „*core-and-mantle*“ Mikrostruktur bezeichnet. Diese wird interpretiert als *dislocation creep* und darauf folgende Rekristallisation (Vernon, 2004). Hierbei umrahmen relativ kleine, *strain*-freie Körner Größere, die eine deutliche Deformation zeigen (Vernon, 2004), wie in diesen Schliffen zu sehen an der unvollständigen Auslöschung der Olivine. Die Neoklasten weisen charakteristische gerade Korngrenzen mit 120° Winkel auf, werden als der jüngste Anteil angesehen und setzen sich aus rekristallisierten Olivinen und Pyroxenen zusammen (Vernon, 2004). Diese Entwicklung von Protogranular zu Equigranular ist eine Entwicklung von großer zu kleiner Korngröße und wird von Mercier & Nicolas (1975) als steigende Deformation interpretiert.

Die Amphibole zeigen häufig Korngrenzen mit idiomorpher Ausbildung, aber nur immer einzelne Flächen und nicht alle, daher subhedral. Die Amphibole stellen eine sekundäre Bildung dar.

Der Spinell ist in unterschiedlichen Ausprägungen zu finden. Einerseits mit rotbrauner Eigenfarbe und dann einer grünlich-brauner Eigenfarbe. Ersterer ist häufig als Einschluss in den Porphyroklasten zu finden. Zweiterer ist im polygonalen Gefüge zu finden, meist grobkörniger und zeigt häufig dieselbe *shaped-preferred-orientation*. In den Protoklasten der Pyroxene ist der Spinell in den Entmischungslammellen zu sehen.

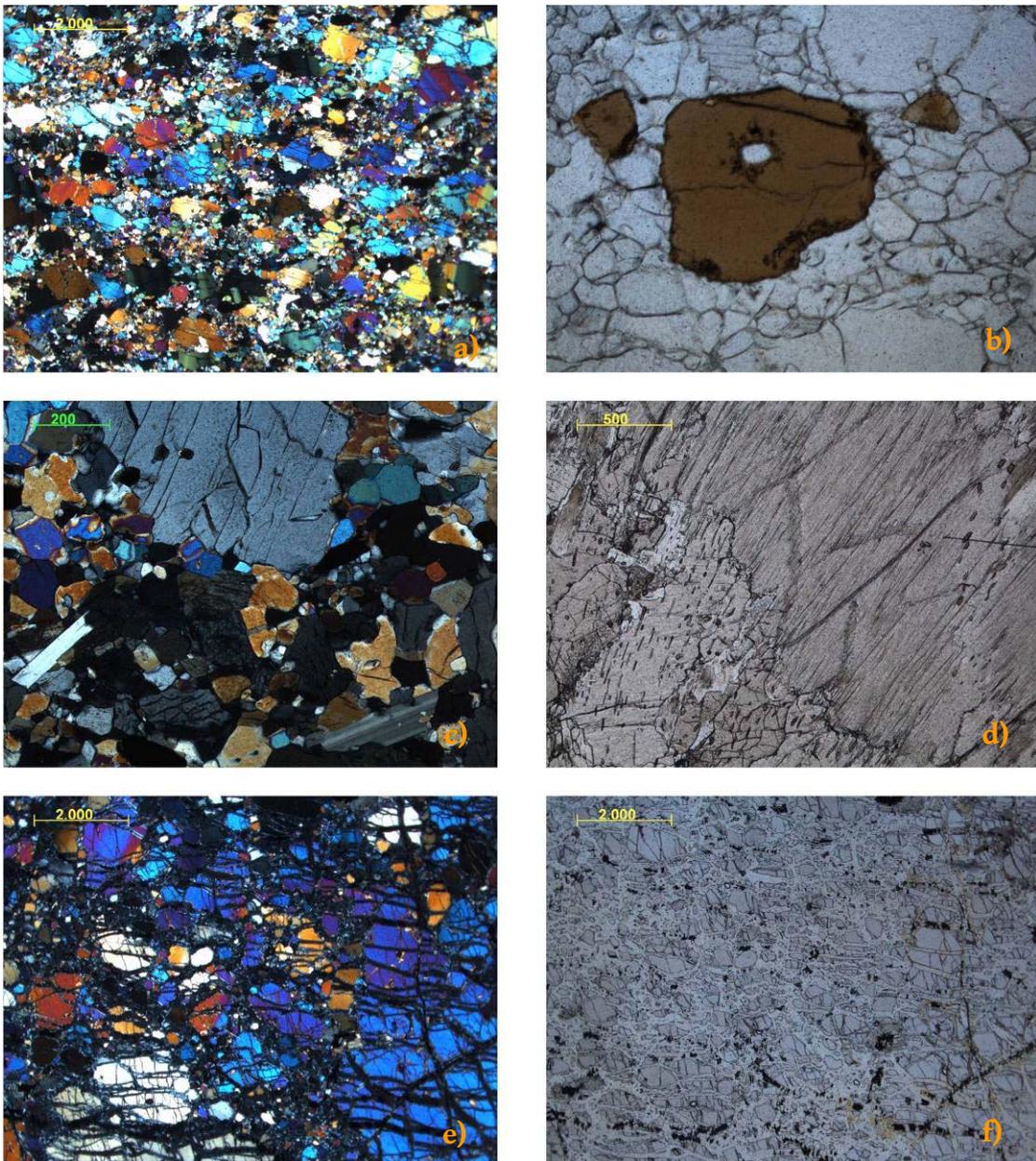


Abb 11: a) porphyroklastisches Gefüge des Peridotits; b) Spinel mit braun-roter Farbe; c) Amphibole in Bildmitte; d) zu sehen ist ein gekrümmter Orthopyroxen-Porphyroklast (Interferenzfarbe Grau erster Ordnung) mit Entmischungslamellen; e) und f) 077/09: Serpentin

Der Peridotitkörper zeigt an manchen Stellen deutliche Serpentinisierung (Maschenserpentin) (Abb. 11 e,f), vor allem im Bereich von spröden Störungen. Die Probe 077/09 war ein sehr grobkörniger Harzburgit mit hohem Olivinanteil. Olivine und Pyroxene mit mehreren Millimeter Durchmesser sind noch gut zu erkennen. An den Spaltflächen der Olivine setzt die Serpentinisierung an. Es scheint als wäre in diesem Peridotit die grob- und feinkörnigen Bereiche besser getrennt als in 020/09 und dass diese Lagen ausbildeten.

Metagabbros östlich des Peridotits

Von den Amphiboliten, die den Peridotitkörper im Osten begrenzen, wurden mehrere Dünnschliffe angefertigt, da diese sehr unterschiedliche Texturen zeigen. Allen ist gemein, dass sie eine gute Stoffbänderung aufweisen. Ein makroskopisches Unterscheidungsmerkmal ist die Körnigkeit, die von fein bis grob reichen kann. Bereiche zeigen eindeutige Textur eines Gabbros und lassen darauf schließen, dass es sich um Metagabbros handelt. Die feinkörnigen Bereiche sind massig und haben weniger Plagioklas. Diese Bereiche lassen sich in einem Handstück finden und bilden Lagen in dm-Bereich aus (Abb. 8c)

013/09

Die häufigsten Phasen setzten sich aus Plagioklas und Amphibol zusammen. Des Weiteren sind Granat, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Amphibol, Plagioklas und Quarz als Relikte zu finden. Als Akzessorien konnte idiomorpher Epidot, Zirkon und auch eine opake Phase, vermutlich Pyrit, identifiziert werden. Die stabile amphibolitfazielle Paragenese besteht aus grüner Hornblende und Plagioklas. Die Hornblende umgibt als Corona die Porphyroklasten und ist in den Symplektiten mit Plagioklas zu finden. Die grünen Hornblenden sind in manchen Teilen des Schliffes in Lagen angeordnet und dazwischen sind die Symplektite zu finden. Dies ist ein Bereich der vermutlich ursprünglich feinkörniger war, da die Granatklasten hier auch kleiner sind, als vergleichbare Granate im Bereich ohne Lagenbau. Im Bereich ohne Lagenbau können die Symplektite bis zu 70% ausmachen. Den Rest stellen die Porphyroklasten und die Coronastrukturen da. Die Charakterisierung der Phasen der Symplektite ist mit dem Mikroskop aufgrund der Größe schwer. Ob es sich wirklich nur um Plagioklas und Hornblende handelt ist nicht mit vollkommener Sicherheit zu sagen. Alterationen sind im Schliff erkennbar und zeigen große Ähnlichkeit zu denen in 016/09, die weiter unten genauer beschrieben werden.

Die porphyroklastischen Granate zeigen sehr wenige Einschlüsse und sind sehr homogen. Sie sind farblos.

Die reliktsche Amphibole zeigen guter Spaltbarkeit, Pleochroismus von farblos nach braun-grün und sind häufig idiomorph. Aufgrund der braunen Farbe, die typisch ist für magmatische Hornblenden in Gabbros (Matthes, 1993), und dem

porphyroklastischen Auftreten ist anzunehmen, dass es sich um die magmatische Hornblende handelt. Diese braunen Hornblenden zeigen häufig eine Verwachsung mit Pyroxenen und sind als Einschlüsse in Pyroxenen zu finden. Es ist zu beobachten, dass Pyroxenklasten durch Symplektite ersetzt wurden, aber die braunen Hornblenden, die vermutlich Einschlüsse in den Pyroxenen darstellen, noch erhalten sind.

Innerhalb dieses Amphibolites sind Pyroxenporphyroklasten zu finden. Sie haben häufig eine gute Spaltbarkeit und keine Eigenfarbe. Es gibt Klasten die gerade Auslöschung, andere die eine schiefe Auslöschung zeigen. Daher ist anzunehmen, dass zwei Pyroxene (Ortho- und Klinopyroxene) in den Metagabbros vertreten sind. Die Pyroxene sind umgeben von lobaten Symplektiten, die zeigen, dass die Pyroxene nicht mehr stabil sind und entmischen. Diese Symplektite scheinen aus Plagioklas und Amphibol zu bestehen. In den Pyroxenen können Einschlüsse von Zoisit, opaken Phasen

und Zirkon beobachtet werden.

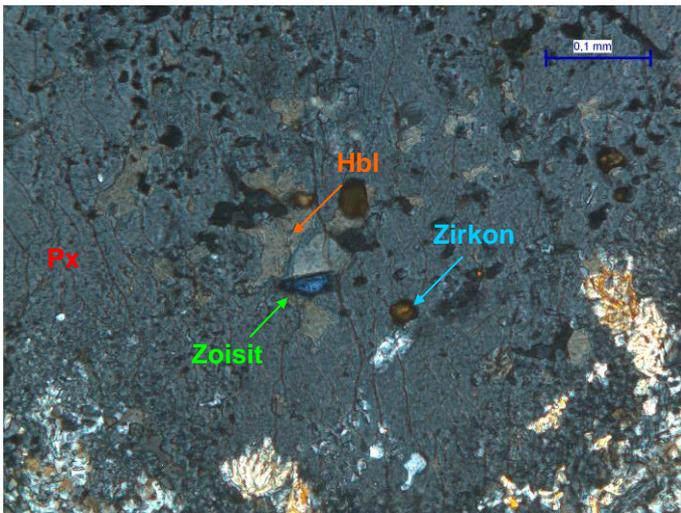


Abb. 12: Pyroxen mit Einschlüssen von Zoisit, brauner Hornblende, Zirkon und Symplektite am Rand; gekreuzte Polarisatoren

Des Weiteren zeigen die Pyroxene Strukturen, die in Passchier and Trouw (1996) als *false inclusion patterns* bezeichnet werden. Diese

zeigen Ähnlichkeit mit Einschlüssen, die eine gemeinsame Orientierung haben. Tatsächlich sind es Entmischungerscheinungen (Abb. 13) entlang einer kristallographischen Richtung des Klasts.

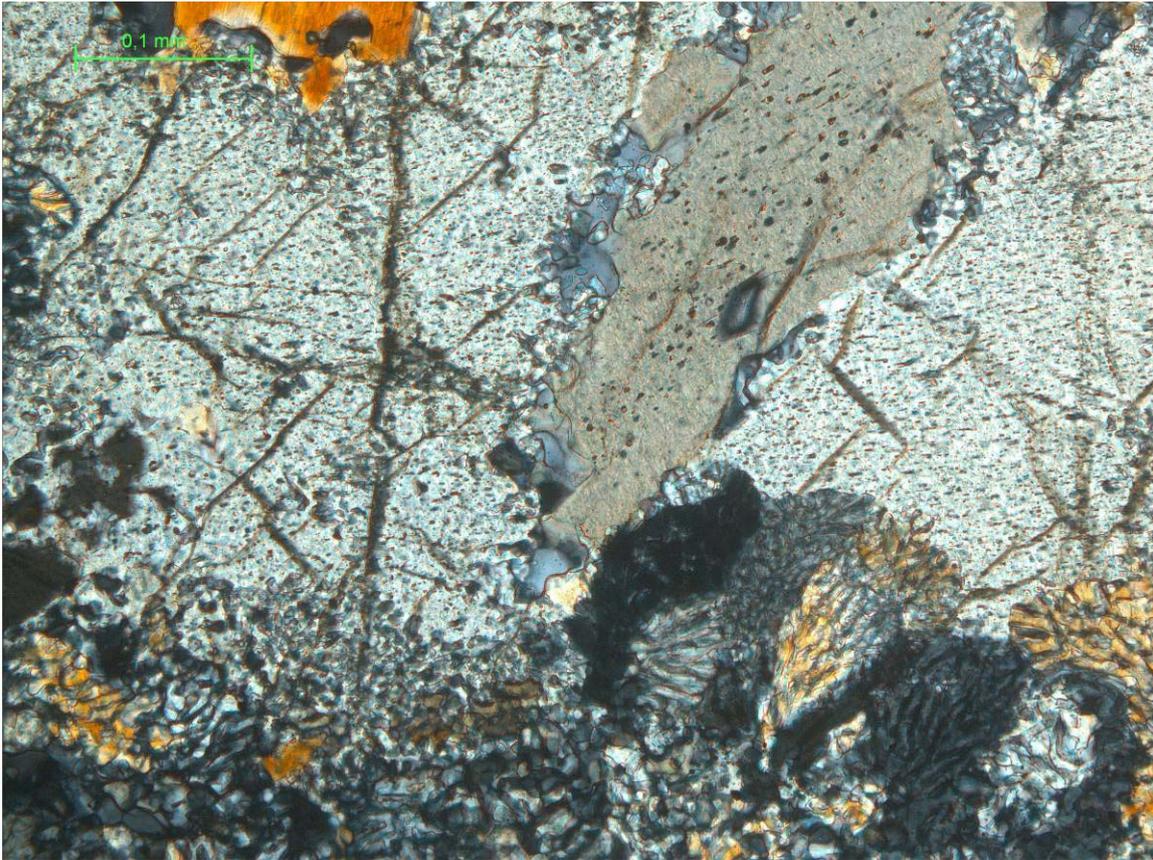


Abb. 13: Orthopyroxen mit Entmischungslammellen und lobaten Symplektiten an den Ränder; innerhalb des Pyroxens ist eine Hornblende zu sehen; gekreuzte Polarisatoren;

Diese Entmischungen sind ein Resultat eines Wechsels der metamorphen Bedingungen (Passchier und Trouw, 1996). Dies ist vor allem typisch für Mineralien, die unter hohen Temperaturen entstehen und während retrograder Bedingungen bilden sich kleinere Körner der untergeordneten Phase innerhalb des Klasts (Passchier und Trouw, 1996). In Passchier und Trouw, 1996 ist ein Beispiel eines Klinopyroxens gezeigt, der unter granulitfaziellen Bedingungen gebildet wurde und einen Entmischung zu Hornblende zeigt. Genau diese Entwicklung ist auch für Probe 016/09 anzunehmen. Gleiches ist auch in Ortho- und Klinopyroxenen des Peridotits weiter oben beschrieben worden. Daher ist zu vermuten, dass diese Gesteine dieselbe Entwicklung durchgemacht haben.

Die Porphyroklasten von Pyroxen und Granat zeigen weitere charakteristische Entmischungsstrukturen. Die Granate sind umgeben von Symplektiten und Coronastrukturen. Die Coronastruktur besteht aus Amphibolit, Palgioklas und eventuell Pyroxen. Symplektite stellen generell eine Verwachsung zweier Minerale dar, die aus einer relativ raschen Reaktion, oder Fehlen von fluiden Phase und damit das Fehlen von Transport zu oder weg von der Reaktion

darstellt (Passchier und Trouw, 1996).

Die Symplektite der Granate sind vom Typ A \rightarrow B + C (Passchier und Trouw, 1996) und die Corona darum wird von grüner Hornblende gebildet. Zwischen der Corona und dem Granat entwickelte sich dieser Symplektit, der aus demselben Amphibol wie in der Corona und Plagioklas zu besteht scheint. Diese beiden Phasen sind wurmförmig miteinander verwachsen. Zwischen dem Amphibol der Corona und der Symplektite sind Korngrenzen zu sehen und die optische Orientierung ist unterschiedlich. Nicht immer scheint sich zwischen Hornblende und Granat ein Symplektit auszubilden (Abb. 15a).

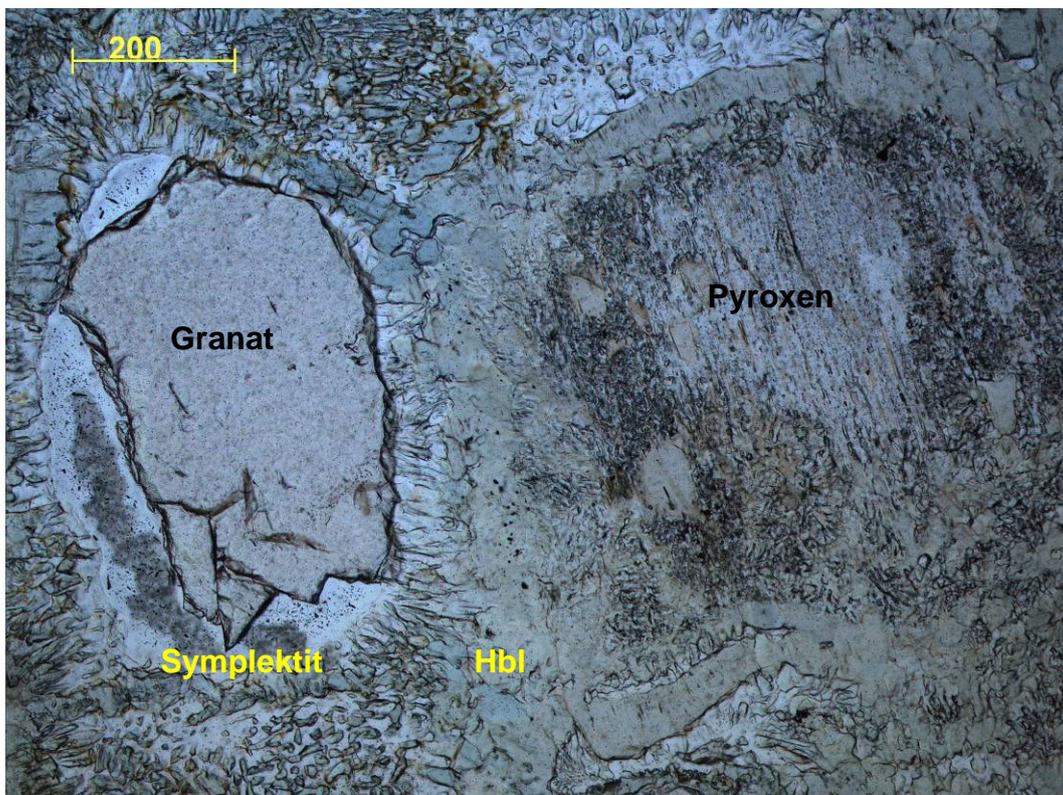


Abb. 14: großes Korn links ist ein Granat umgeben von Symplektit und einer Coronastruktur; großes Korn rechts: Klinopyroxen mit Corona und Entmischungsstrukturen; parallele Polarisatoren

Beide Pyroxene zeigen auch charakteristische Corona- und Symplektittexturen (Abb 13; 14; 15a). Die Corona bestehen wie bei den Granaten aus grüner Hornblende. Die Symplektite sind aber lobate Strukturen. Sie scheinen in die Pyroxene hinein zu wachsen, im Gegensatz zum Granat. Teilweise sind nur noch die konzentrischen Hornblenden der Corona zu sehen, die im Inneren die Symplektite der ersetzten Pyroxene aufweißen.

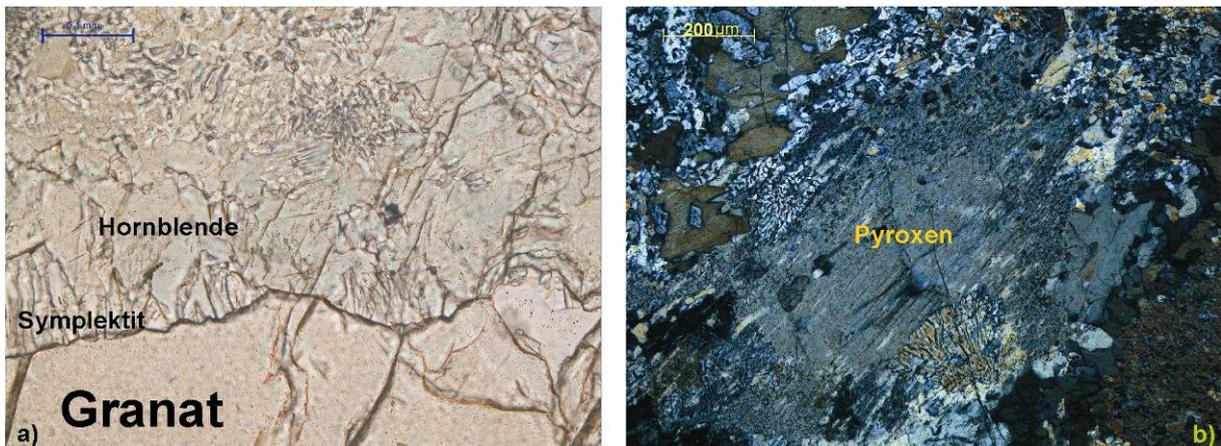


Abb. 15: a) Symplektit bestehend aus Hornblende und Corona bestehend aus Plagioklas und Hornblende, die Granat umgeben; parallele Polarisatoren; b) Klinopyroxen mit Corona (orange Interferenzfarben) und lobate Symplektite, die in den Pyroxen hinein wachsen; gekreuzte Polarisatoren;

Die Symplektite der Granate scheinen teilweise schon rekristallisiert zu sein, im Gegensatz zu denen der Pyroxene. Die Amphibole innerhalb der Symplektite der Granate stoßen teilweise nicht mehr an den Granat. In den Klüften der Granate, wo vermutlich die Zersetzung des Granats begann, ist erkennbar, dass Hornblenden Subkörner ausbilden. Dies legt nahe, dass die Symplektitbildung der Granate vor denen der Pyroxene begann. Vergleichbare Symplektitstrukturen sind in Zhao et al. (2001) beschrieben. Hier sind Metagabbros beschrieben, die eine granulitfazielle Metamorphose durchgemacht haben. Deshalb ist anzunehmen, dass sich die ursprüngliche Paragenese von 013/09 unter granulitfaziellen Bedingungen gebildet hat. Dies wäre am besten mit weiterführenden Mikrosondenuntersuchungen zu bestätigen.

Die Zirkone sind in der Matrix und als Einschlüsse in Pyroxenklasten zu finden. In den seltensten Fällen sind sie idiomorph, sondern xenomorph. Die meisten Körner wirken metamikt, daher ist die Eigenfarbe als gelb zu bezeichnen. Wenn Zirkone mit Hornblenden in Kontakt stehen, sind meist pleochroitische *haloes* erkennbar. Dies ist typisch wenn Zirkon von farbigen Silikaten umgeben ist, die durch die frei werdende Energie bei radioaktivem Zerfall des Urans der Zirkone verfärbt werden (Deer et al., 1992).

Die opake Phase ist oft als Verwachsung mit der grünen Hornblende zu sehen und am Kontakt zwischen den beiden kommt es zu einer Farbveränderung, die jener beim Kontakt zwischen Zirkon und Hornblende sehr ähnlich ist.

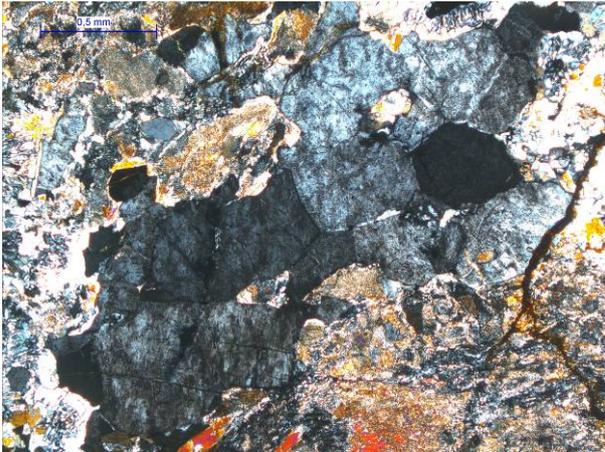


Abb. 16: Relikte von Plagioklas und Quarz, die das ursprüngliche Gefüge zeigen.

Das vermutlich ursprüngliche Gefüge scheint grobkörnig gewesen zu sein. Dies ist unter Anderem an den Relikten der

Plagioklase und Quarz erkennbar, die ein granoblastisches Gefüge zeigen (Abb. 16). Die Symplektite, die die Pyroxene ersetzen, machen einen sehr großen Teil der Schliffe aus. Weil diese Symplektite die Position von ehemaligen Pyroxenen einnehmen ist anzunehmen, dass der Anteil an Pyroxenen einmal sehr hoch war und das Gefüge vermutlich sehr grobkörnig war, wie auch die Relikte der Pyroxene, Granate und Amphibole beweisen. Der Metagabbro scheint unter granulitfaziellen Bedingungen überprägt worden zu sein. Dafür sprechen das reliktsch erkennbare, granoblastische Gefüge, das auch in den SEM aufnahmen in Probe 016/09 weiter unten gut erkennbar ist.

Aufgrund der hier aufgelisteten Argumente ist anzunehmen, dass das Ausgangsgestein dieses Amphibolits ein grobkörniger Quarzgabbro war, der unter granulitfaziellen Bedingungen überprägt wurde.

016/09

Im Dünnschliff zeigt dieses Gestein ein granoplastisches Gefüge. Die stabile Paragenese besteht aus Plagioklas, Hornblende und Pyroxen. Relikte von Pyroxenen sind erkennbar, die wie in 013/09 entmischen. Es sind auch grüne Coronastrukturen zu sehen, aber in deren Mitte befindet sich rekristallisierter Plagioklas. Vermutlich waren auch Granatporphyroklasten vorhanden, die komplett verschwunden sind. Akzessorien sind Titanit und Pyrit. Es gibt zwei Gruppen von Amphibol. Einerseits sind sie als reliktsche Porphyroklasten zu finden und andererseits als neu gewachsene Amphibole.

Die neu gewachsenen Amphibole zeigen Pleochroismus von Grün nach Farblos. Häufig sind sie idiomorph und haben eine gute Spaltbarkeit. Zeigen meist Beginn von Alteration. Die Relikte können idiomorph sein, zeigen aber auch sehr oft Lösungserscheinungen.

Bereiche mit polygonalem Gefüge bestehen aus Plagioklas, Pyroxen und Hornblende. Diese zeigen gerade Korngrenzen zueinander und 120° Tripelpunkte.

Die folgenden chemischen Daten wurden mit einem EDS-Detektor gemessen und stellen normalisierte in Gew% Daten dar.

In den SEM-Aufnahmen ist erkennbar, dass in 013/09 ein granoplastisches Gefüge erhalten geblieben ist (Abb. 17). Dies besteht aus Plagioklas und Amphibolen oder Augit. Es ist schwer zuzusagen, ob Hornblende oder Pyroxen, da die Chemie zu beiden passen würde. In Abb. 17 ist eine idiomorphe Mg-Hornblende erkennbar, die Entmischungsstrukturen zeigt. Im Dünnschliff ist zu sehen, dass Hornblenden mit Entmischungen zur älteren Paragenese zu zählen sind. Daher ist anzunehmen, dass dieses Gefüge durch Pyroxen und Hornblende gebildet wird. Die dunklen Bereiche der idiomorphen Hornblende haben die gleiche chemische Zusammensetzung wie Punkt 7 in Abb. 17. Dies könnte mit einer weiteren Messung gezeigt werden. Daher kommt es zu einer Veränderung des Al-Gehaltes in den Hornblenden, vermutlich im Zuge einer Alteration/Neubildung. Teil dieses Gefüges ist auch Titanit.

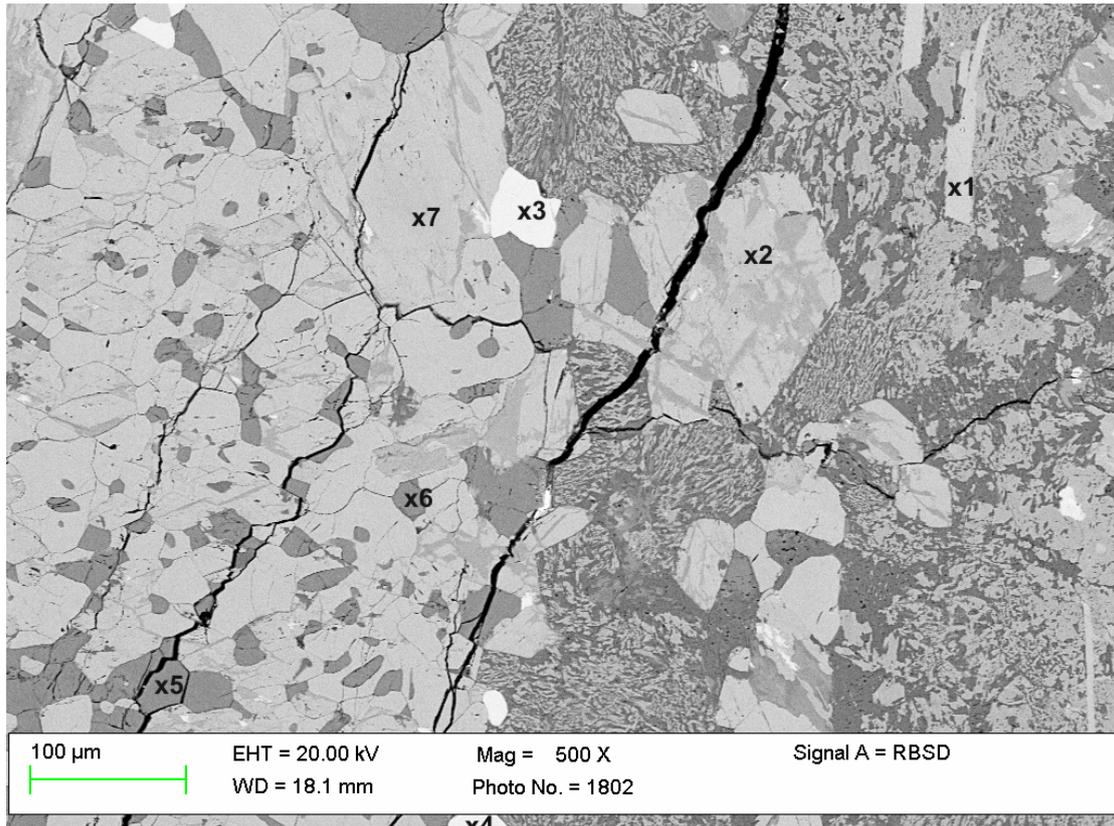


Abb. 17: Granoplastisches Gefüge auf der linken Seite des Bildes; Rechts ist eine Alteration der Plagioklase zu erkennen.

Position	O	Na	Mg	Al	Si	Ca	Ti	Fe	Total	
1	46.35	0.86	8.78	3.97	22.94	8.84		8.26	100	Zoisit
2	46.4		9.58	0.86	25.78	9.21		8.18	100	Hornblende
3	42.3			0.44	14.34	20.04	22.87		100	Titanit
4	42.5			0.42	14.36	19.66	22.63	0.43	100	Titanit
5	49.34	3.8		13.56	26.27	7.03			100	Plagioklas
6	48.96	3.92		13.95	26.25	6.93			100	Plagioklas
7	46.25			13.41	17.93	16.68		5.74	100	Hornblende

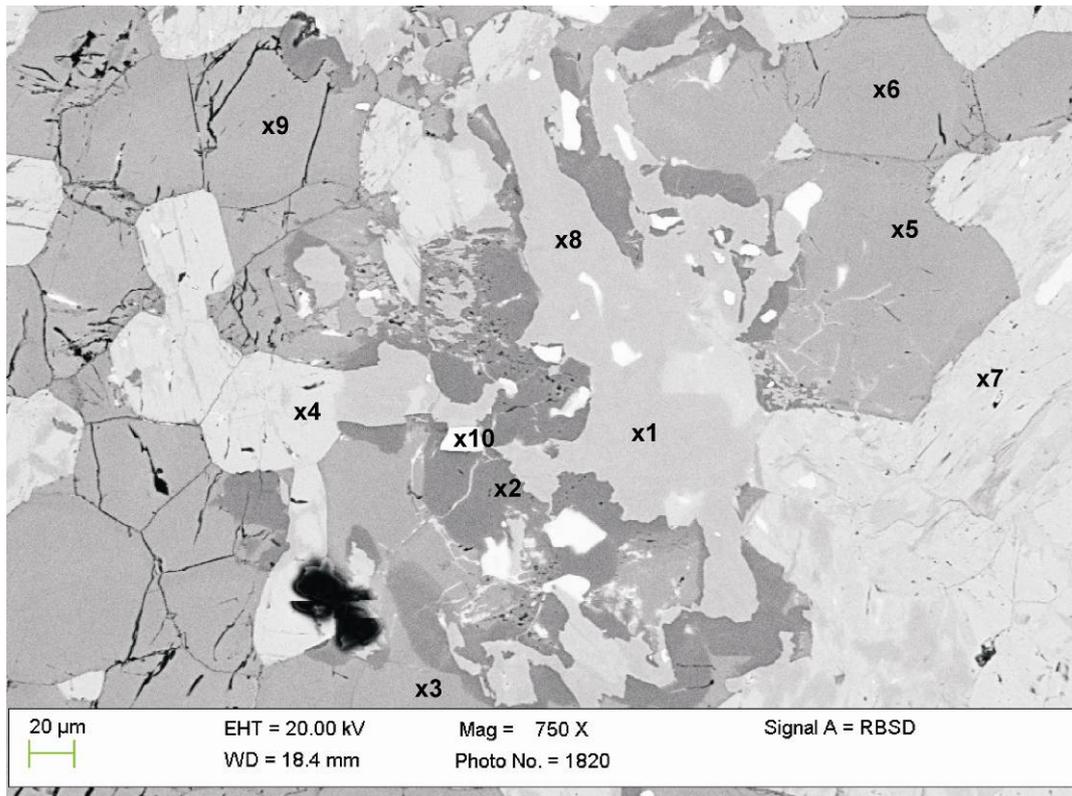


Abb. 18 Granoplastisches Gefüge auf der linken Seite zu sehen; rechts: Hornblende, die Alteration /Neubildung erfährt

Position	O	Na	Mg	Al	Si	S	Ca	Fe	Total	
	Hornblenden									
1	49.09		1.71	13.3	17.79		16.4	1.72	100	
7	47.04		9.33	1.44	25.48		9.03	7.69	100	
8	49.89		1.89	13.12	17.39		16.03	1.68	100	
	Pyroxen									
4	48.01		9.27	5.93	19.35		4.59	12.84	100	Hypersthen
	Plagioklas									
2	50.88	7.25		9.76	31.35		0.75		100	Albit
3	49.11	3.43		14.34	25.41		7.7		100	An ₅₀ -An ₇₀
9	49.65	3.4		14.19	24.58		8.19		100	An ₅₀ -An ₇₀
5	50.01	4.36		13.21	26.4		6.03		100	An ₃₀ -An ₅₀
6	49.64	3.89		13.69	25.9		6.89		100	An ₃₀ -An ₅₀
10						40.26		59.74	100	Pyrit

Diese Alteration oder Neubildung der Hornblenden ist in Abbildung 18 zu sehen. Anzunehmen ist, dass Punkt 7 die ursprüngliche Hornblende darstellt und 1 und 8 die neu gebildete. Wobei hier wieder die Änderung im Al-Gehalt zusehen ist.

Die Plagioklase zeigen auch eine Veränderung während ihrer Neubildung. Die Plagioklase der Punkte 3,5,6 und 9 sind sich ähnlich (An₃₀-An₅₀ und An₅₀-An₇₀). Der neu gebildete Plagioklas, Punkt 2, ist ein Albit.

Punkt 5 ist als Pyroxen (Hypersthen) zu interpretieren. Vor allem die Morphologie lässt darauf schließen.

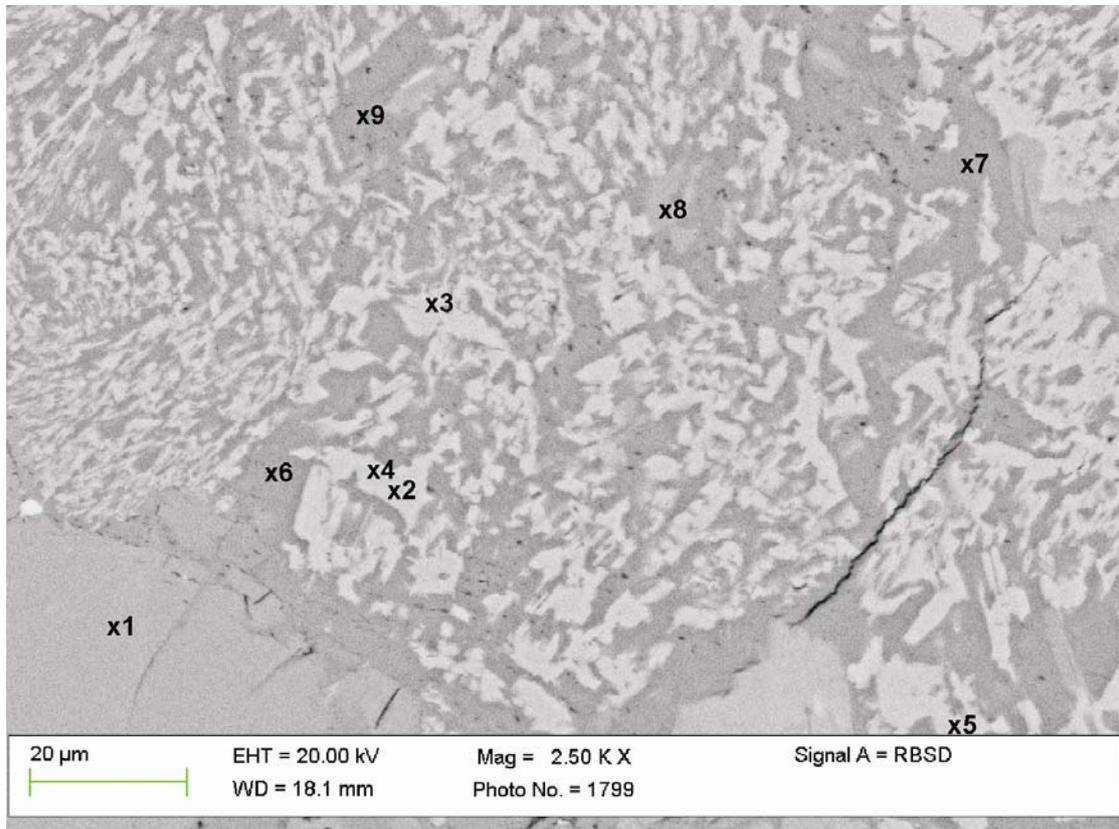


Abb. 19: Saussuritisierung; Plagioklase entmischen sich und bilden ein feines Geflecht

Position	O	Na	Al	Si	K	Ca	Total	
1	49.09	3.48	14.79	25.78		6.86	100	An ₃₀ -An ₅₀
2	47.57		16.43	18.86		17.14	100	An ₉₀ -An ₁₀₀
3	47.14		16.99	19.03		16.84	100	An ₉₀ -An ₁₀₁
4	48.5		16.18	18.18		17.13	100	An ₉₀ -An ₁₀₂
5	46.44		16.9	19.37		17.28	100	An ₉₀ -An ₁₀₃
6	50.37	6.54	11.01	30.24		1.84	100	An ₁₀ -An ₃₀
7	51.02	6.05	10.82	29.76		2.34	100	An ₁₀ -An ₃₀
9	50.43	6.3	10.59	30.3		2.37	100	An ₁₀ -An ₃₀
8	50.61	1.33	17.32	23.04	7.7		100	Alkalifeldspat

Vermutlich erlebte das Gestein eine Saussuritisierung, die auch in anderen Gesteinen der Umgebung beobachtet werden konnte. In Abbildung 17 Punkt 1 ist ein Zoisit gezeigt, der zu diesem Alterationsprodukt gehört. In Abbildung 19 ist zu sehen wie sich eine Verwachsung aus Plagioklasen bildet, die sich Richtung Plagioklasenglieder entwickelt. Wenn K vorhanden ist, bildet sich auch Kalifeldspat aus. Diese Alteration ist im Dünnschliff nicht mehr mit dem Auge aufzulösen und stellt sich als nebulöses Geflecht dar.

Amphibolit der SCZ

089/09

Dieser massige, mittelkörnige Amphibolit zeigt makroskopisch sehr schwachen Lagenbau und besteht aus Hornblende, Plagioklas und Granat. Teilweise ist das Gefüge als granoplastisch zu bezeichnen. Die roten Granate zeigen deutlich eine Coronastruktur, die aus Plagioklas zu bestehen scheint. Abhängig von der Größe bilden die Granate Bereiche mit größeren und kleineren Körnern.

Im Dünnschliff ist zu sehen, dass die stabile Paragenese aus Hornblende und Plagioklas ± Biotit besteht. Akzessorien sind Zirkon, Apatit und eine opake Phase.

Das Gefüge ist nicht homogen im Schliff. Es gibt Plagioklasnester, die ein granoplastisches Gefüge haben. Die Bereiche mit Hornblenden sind seriat. Die Hornblenden scheinen zweiphasig zu sein. Einerseits gibt es meist größere Klaster mit guter Spaltbarkeit, die meist eine Alteration (Abb. 20c) und Pleochroismus nach grün-braun zeigen. Dies scheinen Relikte zu sein. Andererseits kleinere scheinbar neu gebildete Körner. Zu diesen gehören auch diejenigen, die eine myrmekitische Verwachsung mit Plagioklas zeigen und die sich in den Coronastrukturen der Granate befinden.

Die Plagioklase zwischen Corona und Granat scheinen rekristallisiert zu sein und zeigen häufig keine Verwachsung mit der Hornblende (Abb. 20b). Selten ist dennoch eine wurmartige Verwachsung erkennbar, daher ist anzunehmen, dass die symplektitische Struktur durch Rekristallisation verloren gegangen ist. Von einer anderen Phase, vermutlich von Pyroxen, sind auch Entmischungsreaktionen zu sehen (Abb. 20d). Es ist nicht erkennbar um welche Phasen es sich handelt. Anzunehmen ist, dass es sich um Plagioklas und Amphibol handelt.

Die Symplektit- und Coronastrukturen zeigen Ähnlichkeiten zu denen von 013/09, aber es handelt sich um ein Gestein der SCZ. Dies ist eindeutig durch den Kontakt zu den Biotit-Gneisen, die ordovizische Pegmatite beinhalten, bewiesen. Zurbriggen (1996) beschreibt *coronitic garnet amphibolites der SCZ*,

denen vermutlich diese Probe auch zuzuordnen ist. Diese werden als unter amphibolitfazies reequilbrierte Eklogite bezeichnet.

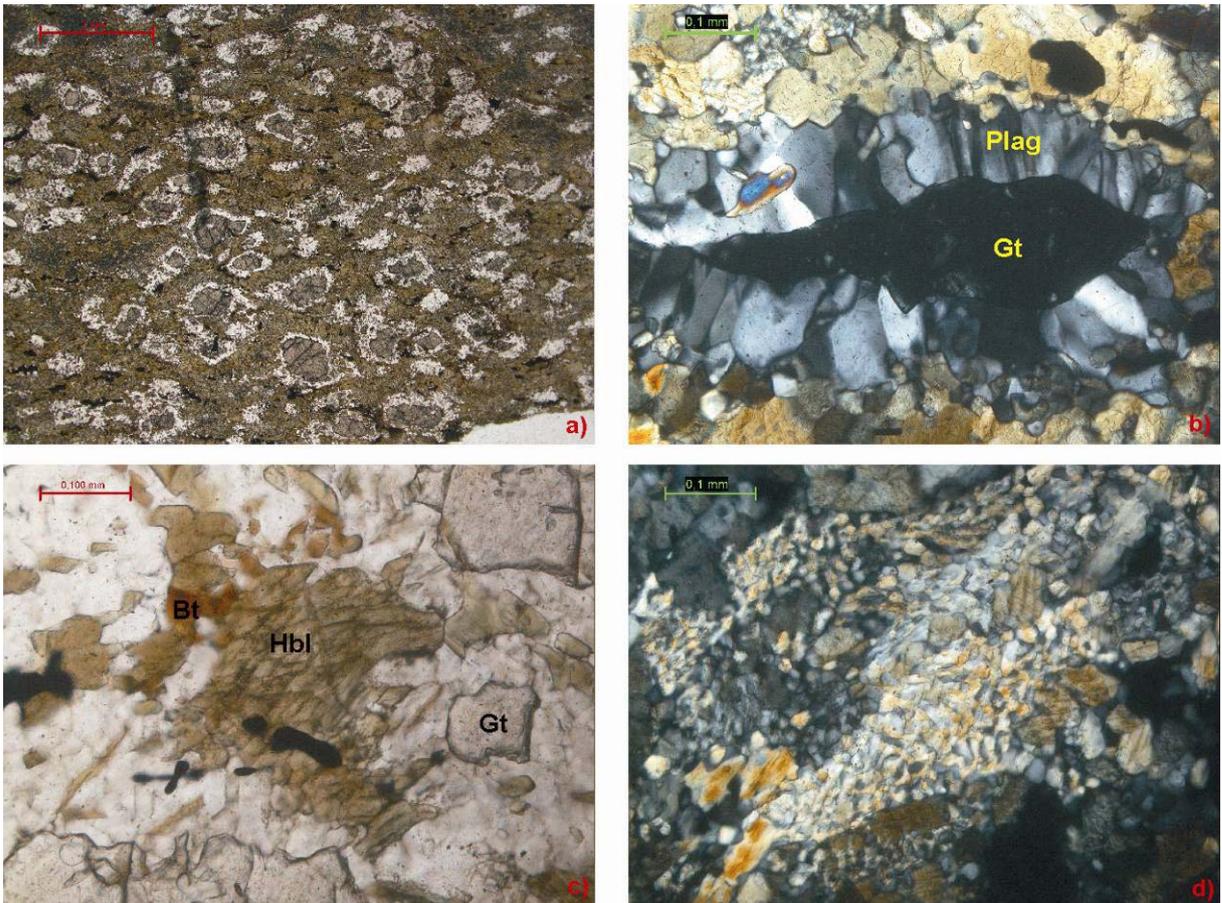


Abb. 20: a) Granatporphyroklasten mit Matrix aus Plagioklas und Hornblende; b) rekristallisierter Symplektit um Granat; c) reliktsche Hornblende; d) Entmischungsstruktur vermutlich von Pyroxen

Ganggesteine der Alpe Morello

102/09

Diese Probe besteht aus einem Amphibolit, der von einem anorthositischem Ganggestein diskordant intrudiert wird (Abb. 9c). Das Ganggestein, das horizontal liegt und ca. in ENE-WSW-Richtung streicht, beinhaltet Schollen des Amphibolits. (Fundort ist Nahe dem Aufschluss Juni - 23.)

Der Amphibolit setzt sich aus Hornblende, Pyroxen und Plagioklas zusammen, ist feinkörnig und weist einen schwach ausgebildeten Lagenbau auf. Selten sind feine feldspatreiche Lagen zu erkennen. Die Hornblende zeigt eine gute Einregelung. Am Kontakt zwischen Amphibolit und Ganggestein ist deutlich ein Kontaktphänomen zu erkennen, das aber nicht am ganzen Kontakten gleich

gut ausgeprägt ist. Es ist zu beobachten, dass es zu Rekristallisation im Kontaktbereich gekommen ist. Amphibole wachsen unregelmäßig und zeigen im Gegensatz zu dem ursprünglichen Amphibolen im Amphibolit eine deutliche Zunahme der Korngröße um ca. das Fünffache. Der Plagioklas ist feinkörniger als weiter entfernt vom Kontakt. Eine Lage aus Zoisit ist zwischen Amphibolit und Anorthosit in manchen Schlifften erkennbar (Abb. 21b).

Die Paragenese des Anorthosit besteht aus Plagioklas (>90%). Akzessorien sind Zirkone. Im Dünnschliff ist erkennbar, dass die Textur equigranular-interlobat ist. Der Plagioklas weist polysynthetische Verwilligung, die teilweise *gekinkt* sind, eine nicht einheitliche Auslöschung und teilweise vernarbte Oberflächen auf. Manchmal ist *subgrain* Bildung in den Plagioklasen erkennbar und auch *grain-boundary migration*.

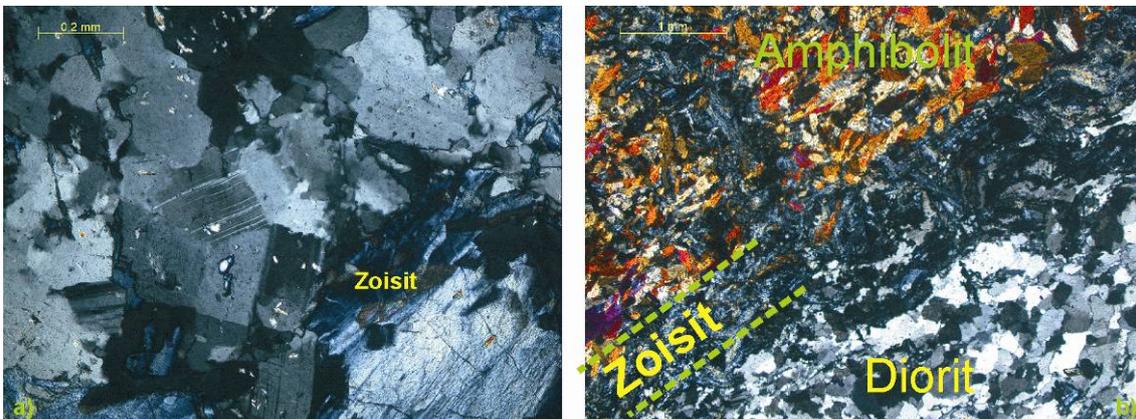


Abb. 21: a) zu sehen ist Zoisit in blau und Plagioklas mit den grauen Doppelbrechungsfarben; b) Kontaktphänomen oder Alterationsprodukt: reine Zoisitlage zwischen Amphibolit und Anorthosit

Große Zoisite sind als Alterationsprodukt im Anorthosit (Abb. 21a) als auch im Amphibolit zu finden. Calcit ist sehr häufig mit Zoisit gemeinsam zu finden. Innerhalb des Anorthosits geht der Anteil an Zoisit bis 30%. Diese Alteration ist vermutlich auf eine Saussuritisierung zurück zu führen.

104/09

Dieser Appinit (Abb. 7b, Aufschluss Juni - 16) ist dikordant zu dem Metagabbro und im direkten Kontakt zu dem Peridotit. Im Aufschluss ist auch eine Linse von Peridotit im Appinit zu sehen gewesen.

Makroskopisch ist erkennbar, dass der Biotit eingeregelt ist, was für einen Deformation des Gesteines spricht.

Im Dünnschliff ist die charakteristische Paragenese bestehend aus Plagioklas, Quarz, Biotit \pm Feldspat erkennbar (Abb. 22). Als Akzessorien sind stängelige und kurzprismatische Zirkone zu sehen. Selten ist Calcit zu finden. Das Gefüge ist inequigranular-interlobat.

Die Plagioklase zeigen polysynthetische Verzwilligung, die in einigen Fällen stark *gekinkt* sind. Quarz zeigt undulöse Auslöschung. Kalifeldspäte zeigen Mikroklingitter. Von den Biotiten gibt es zwei Gruppen, die sich aufgrund ihrer Orientierung unterscheiden. Eine Gruppe zeigt gute Spaltbarkeit und auch einen Pleochroismus von braun-rot nach farblos. Entlang der Spaltflächen ist eine Chloritisierung erkennbar, die teilweise zum völligen Ersetzen von Biotit durch Chlorit führt. Die andere Gruppe umfasst Biotite deren Kopfbilder zu sehen sind. Diese haben keinen Pleochroismus. Diese sind eventuell sekundäre Bildungen.

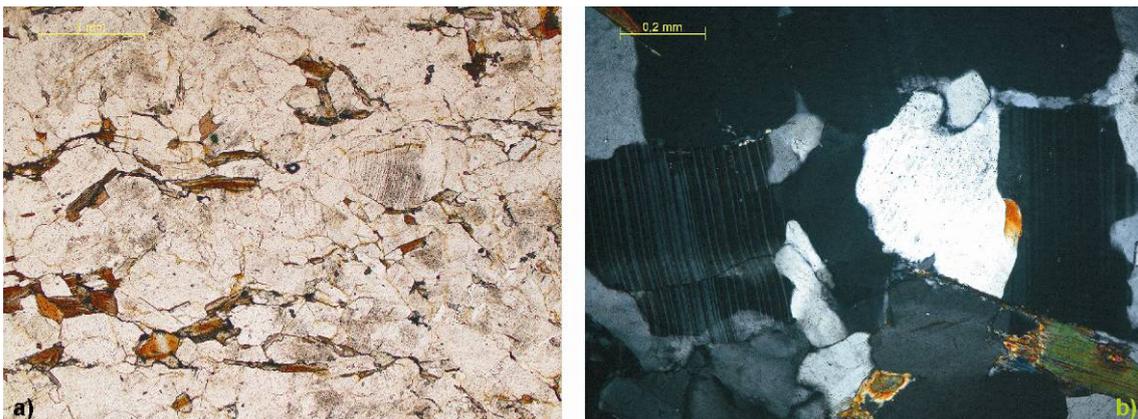


Abb. 22: Appinit der Probe 104/09; b) zeigt polysynthetische Zwillinge, die *gekinkt* sind

105/09

Dieser Appinit steckt im Peridotit (Nahe Aufschluss Juni -12). Vermutlich sind zwei Gänge ineinander intrudiert. Am Kontakt zu dem Peridotit bilden sich große Turmaline aus.

Die Paragenese besteht aus Plagioklas, Quarz, Biotit, Hellglimmer und \pm Feldspat. Als Alterationsprodukt von Biotit ist Chlorit zu finden. Akzessorien sind Zirkon

Das Gefüge ist inequigranular und interlobat. Im Vergleich zum Plagioklas ist der Quarz meist kleiner. Quarz zeigt undulöse Auslöschung. Viele der Plagioklase haben Einschlüsse, die aus Hellglimmer zu bestehen scheinen, und polysynthetische Verzwilligung. An Korngrenzen von Plagioklasen ist

grain-boundary-migration relativ selten.

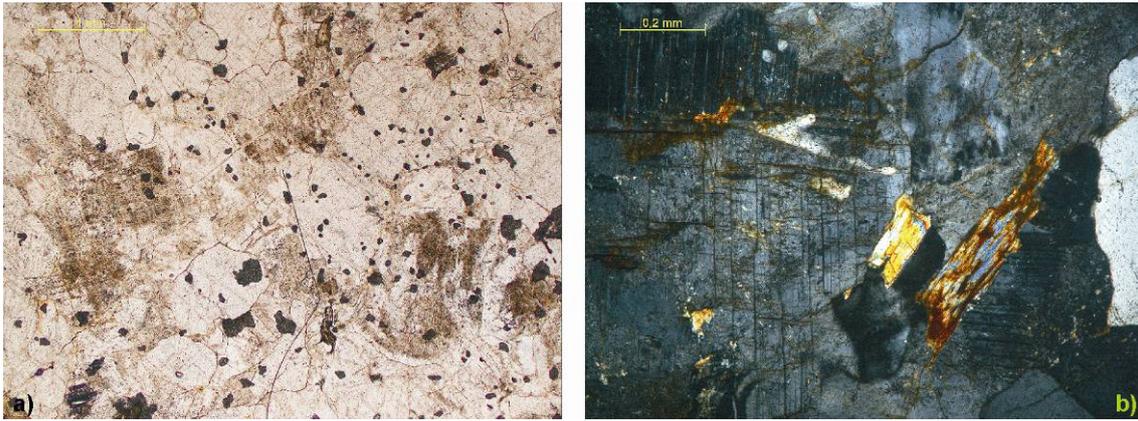


Abb. 23: Appinit der Probe 105/09 b) mit chloritisiertem Biotit

106/09

Diese Probe stammt aus einem sehr massigen Pegmatit (Abb. 9b, Aufschluss Juni - 223) Dieser ist diskordant zur Schieferung der Biotit-Gneise. Der Übergang ist aber auch schwer zu erkennen, da der Pegmatit zu seinem Rahmengestein vergneist.

Im Dünnschliff ist die Paragene, die sich aus Quarz, Plagioklas, Feldspat, Hellglimmer, Biotit, Chlorit und Granat zusammensetzt, zu sehen. Akkzesorien sind Zirkon und Appatit. Die Granate sind leicht rosa und sehr häufig idiomorph. Die Plagioklase zeigen polysynthetische Zwillinge und die Kalifelspäte Mikroklingitter.

Biotit und Hellglimmer machen jeweils ~5% der Phasen im Schliff aus.

Es ist eine deutliche Alteration zu erkennen. Die Hellglimmer und Biotite werden chloritisiert und die Granate zeigen Alterationen an deren Rändern und Spaltflächen (Abb. 24)

Das Gefüge ist als inequigranular und interlobat zu bezeichnen.

Manche der Plagioklase sind reich an Einschlüssen. Manche wirken bereits rekristallisiert. *Grain-boundary-migration* ist häufig zu beobachten.

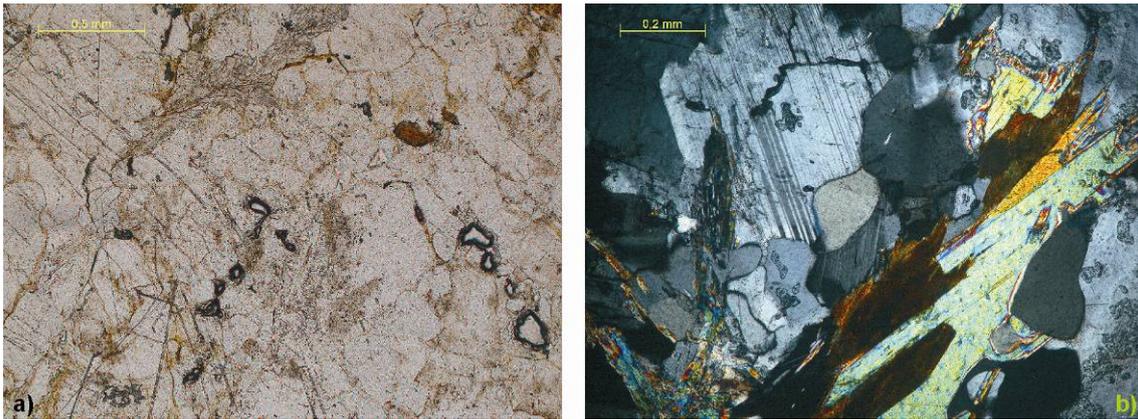


Abb. 24: Probe 106/09; b) Alteration des Biotits zu Chlorit links unten erkennbar

107/09

Dieser Pegmatit intrudierte diskordant in die Amphibolite der SCZ (Aufschluss Juni – 225).

Dieses Ganggestein besteht aus Quarz, Plagioklas/Feldspat und Biotit. Die Gesteinsfarbe (teilweiße braun) lässt auf eine Alteration schließen. Das Gefüge ist gleichkörnig. Im Handstück ist ein höher Anteil an Biotit (~20 %) erkennbar. Dieser deutet eine schwach ausgebildete Foliation an. Dies spricht für eine Deformation, die das Gestein erfahren hat.

Im Dünnschliff sind die Phasen Plagioklas, Quarz und Biotit erkennbar.

Der Biotit scheint viel besser erhalten als in Probe 107/09, was auf eine neue Bildung der Biotite hindeuten könnte und dem Fehlen einer späteren Alteration.

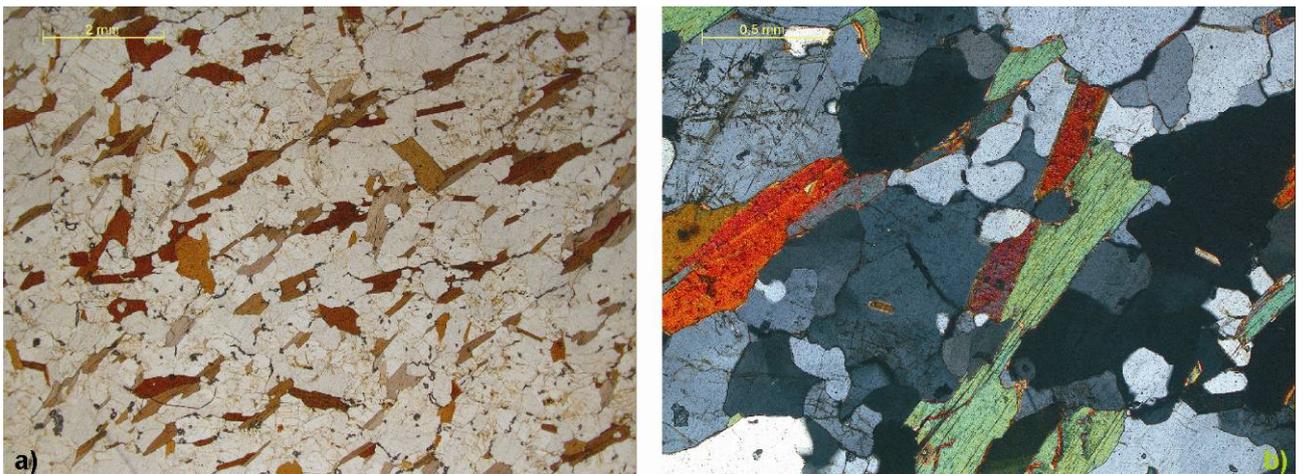


Abb. 25: Probe 107/09; gut erkennbar ist der hohe Anteil an Biotit und die Foliation, die dieser ausbildet

Strukturgeologische Beschreibung der Gesteine der Alpe Morello

Strukturelle Entwicklung der IVZ

Tektonische Umgebung	Ereignis	Assoziierte Großstrukturen
Variszisches Orogen oder früher; prä-Extension	Prä-Massone Faltung (F1)	Strona-Candoglia Synklinale; Südliche Antiform
	Massone Faltung (F2)	Massone Antiform
	Post-Massone Faltung (F3)	nicht klar erkennbare großmassstäbliche Strukturen
Post-Orogene Extension (Perm-Trias)	Intrusion des Mafischen Komplexes; Duktile Streckung	Mafischer Komplex; Scherung entlang der CMB-Linie und magmatische Aktivität
	regionale subsolidus Streckung	Hoch-Temperatur Scherzonen; Pogallo Störung (D4)
Alpine Orogenese; post-Extension	Alpine Rücküberschiebung entlang der Insubrischen Linie mit einhergehender Faltung (F4) und Störungen	Monoklinale Strukturen mit regionalen Massstab: Proman Falte und Verfaltung der Serie dei Laghi Granite

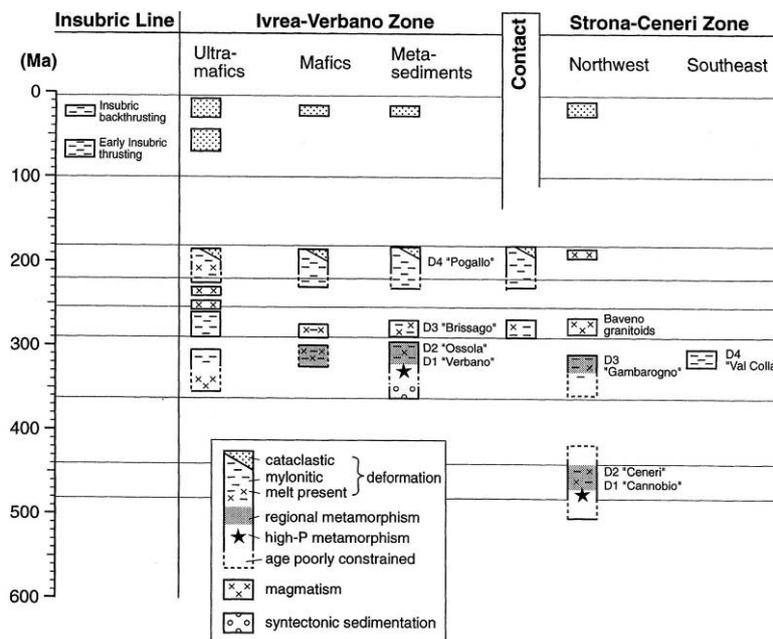


Abb. 26: oben: Zusammenfassung der tektonischen Ereignisse und die damit assoziierten Großstrukturen in der IVZ (nach Rutter et al., 2007); unten: Tabelle der Deformationsereignisse der SCZ und der IVZ zum Vergleich (Handy et al., 1999);

Die ersten beiden Deformationsereignisse, D1, Verbano Phase, und D2, Osola Phase, ersichtlich in den Metasedimenten und prä-permischen mafischen Gesteinen des mafischen Komplexes, bilden fast coaxiale, isoklinale bis geschlossene Falten aus (Handy et al., 1999). Die mit diesen Deformationsereignissen verbundenen frühesten Schieferungen und damit

einher gehenden Faltenstrukturen bildeten sich in den Metasedimenten und wurden mindestens von zwei folgenden großen Ereignissen verfaultet, die verbunden sind mit axial-planaren *crenulation cleavages* und die die Leukosome innerhalb der Kinzigite deformierten (Rutter et al., 2003). Die Kinzigite wurden daher vor diesem Ereignis (F2) partiell aufgeschmolzen während einer regionalen Metamorphose (Rutter et al. 2007, Handy et al., 1999).

Das früheste, klar beobachtbare Faltenereignis, das einhergeht mit einer regionalen migmatischen Ereignis und einer regionalen Metamorphose, sind die prä-Massone Falten (F1), einerseits kleinmasstäbliche Falten, andererseits großmasstäbliche Falten, wie die *Southern Antiform* und Falten innerhalb der Karbonate und Quarziten des Strona-Candoglia Bereiches, die interpretiert werden als antifforme Synklinalen innerhalb der Kinzigit-Formation (Rutter et al., 2007).

Die prägende Struktur im Bereich der Alpe Morello ist eine große senkrecht stehende, fast isoklinale antifforme Faltenstruktur, deren Faltenachse durch den Gipfel des Monte Massone verläuft (Rutter et al., 2007) und daher auch den Namen Monte Massone Antiform trägt. Aufgrund des Massone Ereignisses entwickelte sich eine stark ausgeprägte *grenulation cleavage* vor allem in den metapelitischen Gesteinen mit einer typischen Wellenlänge von 6-10 mm, die in Rutter et al. (2007) als F2 bezeichnet wird, da es eine bereits vorher bestehende Faltenereignis überlagerte. Diese Antiform ist über 40 km entlang des Streichens verfolgbar (Rutter et al., 2003). Im Nordosten des Monte Massone fallen die Faltenachsen mit Massone-Alter kontinuierlich mit 30° NE ein und somit parallel zu den anderen Linearen mit verschiedenen Alter die in den Gesteinen zu sehen sind (Rutter et al., 2003). Im Umfeld des Monte Massone fallen sie horizontal ein, südwestlich des Monte Massone steiler nach Südwesten und im Bereich des Val Strona senkrecht (Rutter et al., 2007). Im Bereich des Val Strona rotieren die Schieferungsflächen der prä-Massone Falten (F1) um die Massone-Faltenachsen und im Bereich des Val Grande im Bereich der Massone Antiform bilden die prä-Massone- und Massone-Falten lokal Typ-3 Interferenzmuster (Rutter et al., 2007).

Die Kinematik der beiden Deformationen, D1 und D2, sind verwischt, weil die F1 und F2 Falten hoch anfällig auf Reorientierung während der D3 und D4 Deformation in der IVZ sind (Handy et al., 1999).

Die Brassage Phase (D3) ist eine spät-paläozoische Extensionsphase und findet gemeinsam mit dem früh permischen Magmatismus auf allen krustalen Ebenen statt (Zurbriggen et al., 1996).

Die post-Massone Entwicklung (F3) drückt sich lokal durch offene bis geschlossene Falten mit Wellenlängen von ca. 500 m und kleinere mit einer zweiten *crenulation cleavage*, die leicht schräg zum Trend der Massone-Faltenachsenflächen ist, aus (Rutter et al., 2007). F3 ist aber eher ein zeitlich und räumlich begrenztes Ereignis, das eventuell mit der Bewegung der CMBL in Verbindung steht (Rutter et al., 2007). Das wichtigste post-Massone Faltenevent stellt die Proman Antiform (F4) da, eine Großfaltenstruktur mit box-fold Geometrie, die vorher bestehenden lithologischen Lagenbau, Foliation, Lineare und auch die hoch Temperaturscherzone, die sich während der krustallen Extension, die auf die Platznahme des mafischen Komplexes folgte, verfaltete (Rutter et al., 2007).

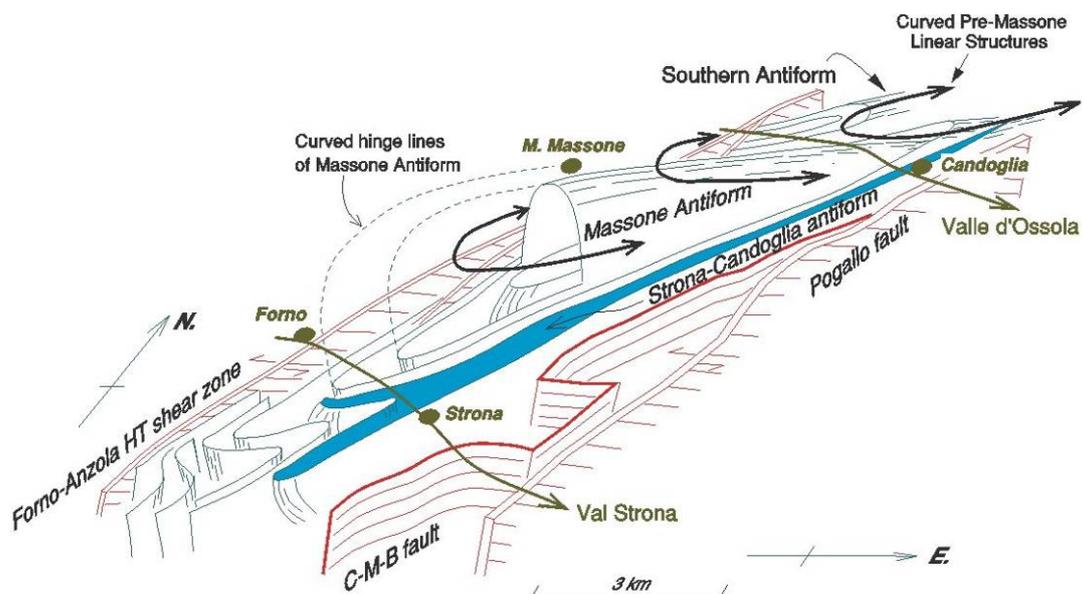


Abb. 27: Blockdiagramm das die dreidimensionale Darstellung der Massone Antiform, frühere Strukturen und die wichtigsten Störungsflächen zwischen IVZ und SCZ zeigt. Prä-Massone Lineare und Faltenachsen werden um die Massone Antiform gebogen und bilden Typ-2 Interferenzmuster aus. (Rutter et al., 2007)

Die post-magmatische Entwicklung der Region beginnt mit der D4, Pogallo Phase. In dieser Zeit ist die flachwinkelige, in Ost- Westrichtung extensionelle Pogallo Störung aktiv (Rutter et al., 2007). Diese früh-mesozoische Deformation ist verteilt innerhalb des Krustenquerschnittes anzutreffen und deshalb auch unter stark variierenden Bedingungen ausgebildet (Handy et al., 1999). Im ursprünglich tiefsten Bereich der Ivrea Zone sind hochgradige

Mylonite in anastomisierenden Scheerzonen anzutreffen, die die regionalmetamorphen Strukturen in den granulitfaziellen Paragneisen und mafischen Gesteinen überprägen (Handy et al., 1999). Im Raum um Brissago, wo die IVZ an die SCZ angrenzt, ist die Pogallo Scheerzone eine 1-3 km breite Zone von retrograden Myloniten (Handy et al., 1999). Südwestlich des Val d'Ossola ist die Pogallo Scheerzone nur noch schlecht aufgeschlossen, aber ist als spröde Störung innerhalb der SCZ zu finden (Handy et al., 1999).

Strukturelle Entwicklung der SCZ

Die Gesteine der SCZ erlebten zumindest zweimal ein Faltenereignis in verschiedenen Maßstäben, wobei nicht zu sagen ist, ob diese mit den Faltenereignissen der IVZ korrelierbar sind (Rutter et al., 2003).

Die erste Deformation D1 (Cannobio Phase) in ist Xenolithen, welche eine Schieferung S1 und Faltenachsen des F1 Ereignisses anzeigen, innerhalb von ordovizischen Graniten gut erkennbar (Zurbriggen et al., 1997). Dieses Ereignis ist verbunden mit der ersten Phase krustaller Akkretion (Handy et al., 1999).

Das zweite Deformationsstadium D2 (Ceneri Phase) der SCZ scheint eng verbunden mit der Platznahme der ordovizischen Granite (Zurbriggen et al., 1997). Dies ist anzunehmen, da ihre Kontakte parallel zur S2 Schieferung in der SCZ sind (Handy et al., 1999).

Das dritte Deformationsstadium D3 (Gambarogno Phase) fand bei 4-5 kbar statt und unterscheidet sich daher von den 8 kbar der D2, was auf eine Exhumation von 9-12 km zwischen diesen beiden Deformationsereignissen hindeutet (Handy et al., 1999). Dieses Ereignis wird als variszisch angesehen, da ordovizische granitoide Gneise durch dieses mittel-karbone Ereignis verfaultet werden (Zurbriggen et al., 1997,1998), aber unregelmäßig überlagert werden von unmetamorphen permischen und mesozoischen Sedimenten (Zurbriggen et al., 1998). Dieses Ereignis wird geprägt durch Kilometer große amphibolitfazielle Falten, die als 'Schlingen' bezeichnet werden und die bestehende Hauptschieferung verfallen (Zurbriggen et al., 1998). Diese amphibolitfaziellen Schlingen entwickelten sich in mittelkrustalem Level und erstrecken sich bis in die darüber liegende grünschieferfazielle Val Colla Zone (Zurbriggen, 1996). F3 Falten haben mittel bis steil stehende Faltenachsen und Faltenachsenflächen und deformieren die S2 Schieferung innerhalb der SCZ

(Handy et al., 1999). Post-D3 Rb-Sr-Hellglimmeralter von 307-298 Ma zeigen das seit diesem Zeitraum die Temperatur im Valle Cannobina nicht mehr 500°C überschritten hat und das daher anzunehmen ist, dass sich die Schlingen während des variszischen Orogen ausgebildet haben und unabhängig sind von permo-karbonen Ereignissen innerhalb der unterkrustalen IVZ (Zurbruggen et al., 1998).

Parallele Entwicklung in SCZ und IVZ

Die spät-paläozoische Extensionstektonik setzt sich aus zwei Phasen zusammen. Dabei handelt es sich einerseits um die spät-karbone Val Colla Phase, die östliche Teile der SCZ, und andererseits um die permische Brissago Phase innerhalb der IVZ, die einhergeht mit enormer magmatischer Aktivität auf allen krustalen Bereichen und die Hebung der IVZ im Bezug auf die SCZ bewirkt (Zurbruggen, 1996).

Die Val Colla Phase (D4, im Bezug auf SCZ) folgt der mittel-karbonen kompressiven Tektonik, die eine verdickte Kruste, die die bereits erwähnten amphibolitfaziellen Schlingen hervorbringt (Zurbruggen, 1996). Zu spät-karboner Zeit wird das variszische Orogen isostatisch instabil und kollabiert. Während dieses Prozesses ist die Val Colla Scheerzone im krustalen Maßstab als mylonitische Scherzone zwischen der SCZ-*footwall* und der Val Colla Zone-*hangingwall* aktiv und führt dadurch zur Exhumation und Abkühlung der östlichen SCZ (Zurbruggen, 1996). Ein maximales Alter für D4 liegt bei 320 Ma erkennbar durch Feldbefunde, die anzeigen, dass die Val Colla Mylonite F3, Gambarogno Phasen Falten, überprägen (Handy et al., 1999).

Strukturdaten der Alpe Morello

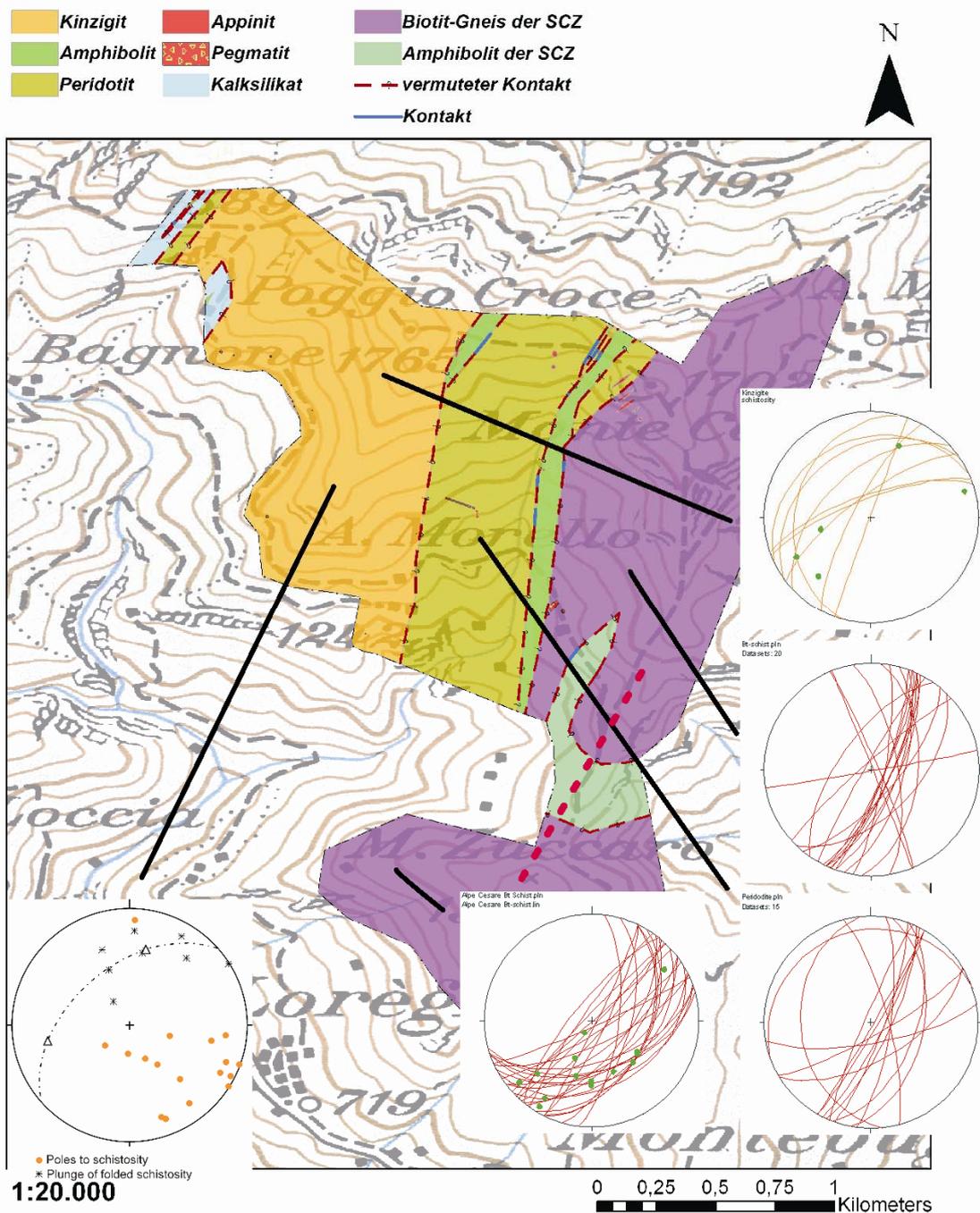


Abb. 28: Karte mit strukturellen Daten: auf der rechten Seite sind Messungen der Schieferungsflächen mit Linearen, wenn diese ersichtlich waren, gezeigt. Die Messungen in oranger Farbe auf der rechten Seite zeigen vermutete Schieferungsflächen im Peridotit. Auf der Linken Seite ist die ungefähre Faltenachsebene der Massone-Antiform eingezzeichnet und die Faltenachsen (x) der Kinzigite und die Polpunkte (orange) der Schieferungsflächen der Kinzigite; in roter unterbrochener Linie ist die vermutete Faltenachse der Amphibolite der SCZ dargestellt;

Strukturelle Messungen der Alpe Morello sind in Abbildung 28 gezeigt. Einerseits die Messungen der Schieferungsflächen mit ihren Linearen, wenn

diese gut sichtbar waren. Andererseits das ungefähre Einfallen der Faltenachsebene der Massone-Antiform gemeinsam mit Faltenachsen der gefalteten Kinzigite und die Polpunkte der Schieferungen der Kinzigite. Die Schieferungsflächen der Lithologien der IVZ im Bereich der Alpe Morello zeigen alle ein paralleles Streichen zu der Faltenachsebene der Massone-Antiform. Die vermutlichen prä-F2 Faltenachsen der Kinzigite sind um die Massone-Antiform gebogen. Wie weiter oben beschrieben ist die prägenste Struktur in diesem Bereich der IVZ die Massone-Antiform. Die Schieferungsflächen zeigen ein Streichen in nordöstliche Richtung, das parallel ist zu der Faltenachsebene der Massone-Antiform. Die Kinzigite zeigen



Abb. 29: Kinzigit mit Leukosomen, die mindestens zweimalige Verfaltung (Typ-3 Interferenzmuster) zeigen

mindestens zweimal verfaltete Leukosome (Typ-2

Interferenzmuster) (Abb. 29).

Die Schieferungsflächen im Bt-Gneis der SCZ und den Kinzigiten der IVZ zeigen ein einigermaßen paralleles Streichen in NO-Richtung. Die Lineare zeigen in den Biotit-Gneisen vermehrt in SW Richtung, untergeordnet auch nach NO. Die Kinzigite zeigen dieselbe Richtung der Lineare.

Die in den Strukturdaten erkennbare Parallelisierung der Schieferungsflächen in NO-Richtung kann auf das spät-permische extensionelle Ereignis zurückgeführt werden, das in der IVZ und in der SCZ zu finden ist.

Die gemessenen Flächendaten in den Peridotiten sind eventuell als vorher schon bestehende Flächen zu interpretieren, die auf einen bestehenden Lagerbau zurück zu führen sind. Das extensionelle Ereignis könnte auch diese Flächen nach NO ausgerichtet haben und zur Parallelisierung zu den Gneisen in der Umgebung geführt haben.

Innerhalb der Biotit-Gneise ist ein Amphibolithhorizont eingezeichnet. Aufgrund des Einfallen der Schieferungsflächen kann vermutet werden, dass dieser Horizont verfaultet ist. Die in der Karte erkennbare Faltenachse (Abb. 28: rote unterbrochene Linie) verläuft parallel mit den Großstrukturen in der Umgebung,

daher ist die Annahme einer Faltenstruktur sehr wahrscheinlich. Des Weiteren sind innerhalb der Biotit-Gneise parallele Faltenachsen zu finden, wie in Abb. 30 zu sehen, wo ein verfaltetes Leukosom gezeigt ist.



Abb. 30: Faltenachse (030/13) eines Leukosoms innerhalb der Biotit-Gneise südlich des Monte Cerano

Einordnung der Ganggesteine der Alpe Morello in einen geologischen Kontext

In diesem Kapitel soll eine geochronologische und geochemische Charakterisierung der beprobten Ganggesteine gegeben werden. Zu Anfangs werden die magmatischen Ereignisse der SCZ und IVZ beschrieben. Darauf folgt ein Vergleich der chemischen Zusammensetzung der Ganggesteine mit Daten aus der Literatur und die Darstellung der gewonnenen geochronologischen Daten, die ebenfalls mit Daten aus der Literatur verglichen werden. Eine Interpretation am Ende dieses Kapitels stellt den Versuch einer Einordnung der Ganggesteine in den geologischen Kontext da.

Permische Granitkörper der SCZ und Intrusiva der IVZ

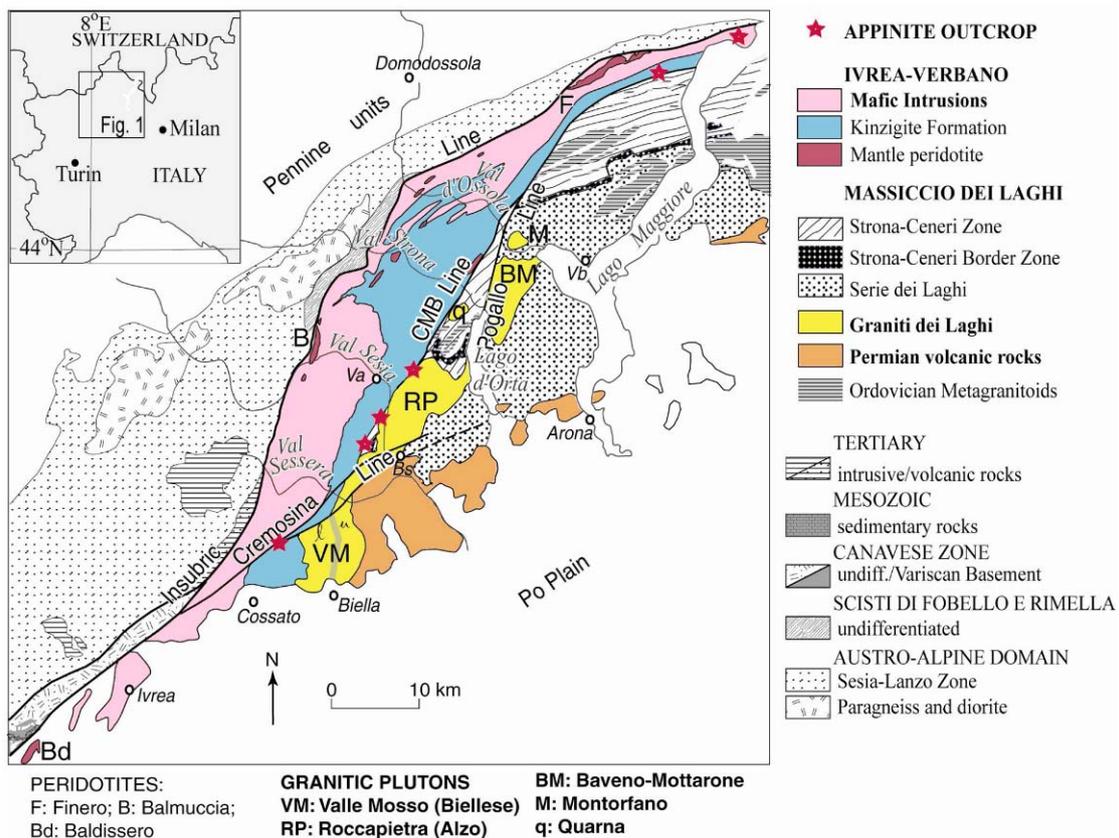


Abb. 31: Schematische Karte der IVZ und SCZ; rote Sterne zeigen die Vorkommen von syntektonischen Ganggesteinen entlang der CMB und die Graniti dei Laghi in gelb; Peressini et al., 2008;

Die SCZ beinhaltet zahlreiche undeformierte, granitische Intrusionen mit

permischen Alter (275–295 Ma), die in ihren Durchmessern von 1 km bis 10 km variieren (Rutter et al., 2003, Quick et al., 2009) (Abb. 31). Beispiele dafür sind die Granite von Montorfano, Baveno-Mottarone und Alzo-Rocapietra. Diese Gesteine gehören zum magmatischen Abschnitt des Laghi Bereichs, der die Lugano-Valganna, die Graniti dei Laghi und die Ivrea Verbano Zone umfasst. Zum gleichen magmatischen Event zählen auch Intrusiva entlang der CMBL, die als Appinite bezeichnet werden.

Permische Granitkörper der SCZ (Graniti dei Laghi)

Die Granite der SCZ werden die Laghi Granite/Graniti dei Laghi genannt und sind westlich des Lago Maggiore und südlich des Val d'Ossola zu finden. Die CMBL grenzt diese Körper von der IVZ ab. Sie sind in den metamorphen Gesteinen der Scisti dei Laghi und der SCZ zu finden (Boriani und Giobbi, 2004). Die Graniti dei Laghi bilden einen sich NO–SW erstreckenden Batholithen, der sich aus zahlreichen Plutonen zusammensetzt (Valsessera-Bielesse, Alzo-Rocapietra, Quarna, Mottarone-Baveno, Montorfano) (Boriani und Giobbi, 2004) (Abb. 31).

Die Platznahme der Graniti dei Laghi wird einerseits mit Hilfe von Rb-Sr-Gesamtgesteineralter mit 277 ± 8 Ma und 276 ± 7 Ma für Montorfano und für die Baveno Granite angegeben und andererseits mit 295 ± 5 Ma U-Pb Monazitalter für Montorfano (Schaltegger und Brack, 2007). Wie bereits in der Einleitung erwähnt, korrelieren diese Alter mit der Platznahme des mafischen Komplexes in der IVZ und nicht mit der um 300 Ma angenommenen regionalen granulitfaziellen Metamorphose der IVZ, für welche von manchen Autoren angenommen worden ist, dass diese eine große Menge an granitischer Schmelze produziert hat (Schaltegger und Brack, 2007, Quick et al., 2009, Sinigoi et al., 2011,).

Appinite

In der lokalen Literatur der IVZ werden nach Boriani et al., 1974 mafische bis felsische Gängen und Stöcke als „Appinite“ (Mulch et al., 2002) oder „Appinite Suite“ (Pinarelli et al., 2002) bezeichnet, die mit den permischen Granitoiden der "Serie dei Laghi" assoziiert sind. Appinit ist kein Term im Sinne einer Gesteinsklassifizierung. Er wird aber als Sammelbegriff für die Intrusiva

entlang der CMBL verwendet, der in seinen Bedeutung variieren kann.

Ihre Paragneose besteht typischer weiÙe aus Plagioklas, Amphibol und Biotit und zusätzlich kann Kalifeldspart und Quarz auftreten, aber nur in den felsischen Bereichen (Pinarelli et al., 2002). Häufig akzessorisch auftretende Minerale sind Rutil, Illmenit, Zirkon, Apatit und manchmal Allanit bei felsischen Chemismen (Pinarelli et al., 2002). Grundsätzlich sind die Gänge feinkörnig und aplitisch und ein drittel der Gesteine zeigt makroskopisch Deformation (Zurbriggen 1996). Vor allem die mafischen Appinite zeigen leichte Foliation, und werden von Zurbriggen (1996) und Mulch et al. (2002) daher als synmylonitische Intrusionen zur Cossato-Mergozzo-Brissago-Linie (CMBL), die den tektonischen Kontakt zwischen der IVZ und der SCZ bildet und eine mylonitische Scherzone im krustalen Massstab darstellt (Mulch et al., 2002, Zurbriggen, 1996, Pinarelli und Boriani, 2007).

Angenommen wird, dass diese Steine während lithosphrischer Extension, die verbunden mit upwelling vom Astenosphre und Magmengenese ist, Platz genommen haben. Unpublizierte Daten von Gnes zeigen aber, dass erste Appinite schon ca. bei 311 Ma intrudierten und damit schon vor der Platznahme des mafischen Komplexes.

Die hornblendeführenden, dioritischen bis granitischen Gänge sind am besten im NE der CMBL in der Nähe des Ortes Brissago aufgeschlossen, wo das gegenseitige Überprgen der Gänge und der Mylonitisierung zu erkennen sind (Mulch et al., 2002). Diese tektonische Linie kann für die zeitliche Einteilung der extensionellen Entwicklung der südalpinen Basamenteinheiten wichtige HinweiÙe liefern, genauer die syntektonisch intrudierten Appinite. Die zeitliche Einteilung dieser kann wichtige HinweiÙe darauf geben, ob die Extension früh Permisch oder früh Mesozoisch ist und ob sie mit dem „mafic underplating“ zu korrelieren sind (Mulch et al., 2002).

Ordovizischer Magmatismus der SCZ

Ordovizische granitische Schmelzen, die in der IVZ nicht zu finden sind, intrudierten in die Serie die Laghi, wo diese in allen Einheiten vor allem in der SCBZ anzutreffen sind (Pinarelli und Boriani, 2007). Genauer intrudierten die ordovizischen Granite der SCZ in Protolithe der grob- und feinkörnigen

Paragneise (Cenerigneis und Gneis Minuti) als auch in die banded amphibolites, bevor der variszischen Orogenese (Pinarelli et al., 2008). Diese Granite und Granodiorite liegen heutzutage als Metagranitoide vor und haben dieselbe regionale Metamorphose erlebt, die auch ihre Umgebungsgesteine gesehen haben (Boriani und Giobbi, 2004). Mineralalter von 325 – 311 Ma sind Zeugen der variszischen, regionalen Metamorphose (Boriani und Giobbi, 2004). Die Metamorphose unter amphibolitfazieller Metamorphose fand bei einer Temperatur von 540-610°C und eine Druck von 0,6 -0,9 GPa statt (Pinarelli und Boriani, 2007). Die prograde, variszische Metamorphose ist lokal von einer schwachen grünschieferfaziellen Metamorphose überprägt (Pinarelli und Boriani, 2007).

Diese großen Mengen, die mehr als 20 % der SCZ ausmachen (Zurbriggen et al., 1997), an granitischen Schmelzen intrudierten in den Akkretionskeil der SCZ innerhalb der Zeitspanne von 430 bis 510 Ma und hauptsächlich im Zeitraum von 440 bis 480 Ma (Handy et al., 1999) und gehören zu einem ordovizischen magmatischen Ereignis, das in vielen europäischer paläozoischer Krustensegmenten zu finden ist (Pezzotta und Pinarelli, 1994). Die ordovizischen Metagranitoide setzen sich aus kalk-alkalinen, intermediären bis sauren Schmelzen zusammen, die darauf schließen lassen, dass diese von Schmelzen aus dem Mantel stammen, die sich durch fraktionierte Kristallisation und krustale Kontamination entwickelt haben (Pezzotta und Pinarlli, 1994).

Dennoch bleibt die Herkunft dieser Schmelzen, die in der Literatur als Ceneri Gneise beschrieben sind, umstritten. Teilweise, da diese ehemaligen Granite sedimentäre als auch magmatische Eigenschaften aufweisen (Zurbriggen et al., 1997). Laut Zurbriggen et al., 1997 lassen sich die ordovizischen Granitoide in drei Gruppen einteilen. Erstens die hornblendeführenden Tonalite, die ca. 15% der Granitoide ausmachen, zweitens die hornblendefreien Granodiorite und Biotit-Augengneise, die 45% bzw. 10% ausmachen und drittens die so genannten Ceneri Gneise, die 30% der Granitoide darstellen und die auch teilweise als undeformierte Körper zu finden sind, daher auch eher als Granitoide zu bezeichnen sind. Diese Granitide setzten sich aus Ms-Bt-Qtz-Plag zusammen und beinhalten teilweise Granat, Sillimanit, Kyanit und Kalifeldspat (Zurbriggen et al., 1997). Sie sind normalerweise gneisig aufgrund der D2- und der D3- Überprägung und die strukturelle Überprägung ist am stärksten zu ihren Rändern hin (Zurbriggen et al., 1997). Die Kontakte sind

typischer Weise diskordant zur S2 Schieferung in den umgebenden Schiefen und in größeren Ceneri Granitoiden ist im zentralen Bereich eine magmatische Textur erhalten geblieben (Zurbriggen et al., 1997).

Vergleich der Chemischen Zusammensetzung der Ganggesteine der Alpe Morello mit Daten aus der Literatur

Appinite

In Boriani und Giobbi (2004) ist zu lesen, dass sich die Appinite und die Granitkörper von Baveno und Montorfano in ihren REE-Verteilungen vollkommen unterscheiden. Die Granite zeigen im Gegensatz zu den Appiniten Eu-Anomalien und die Appinite zeigen deutliche Abreicherung an HREE. Die Graniti dei Laghi sind generell meta-aluminöse, granodioritische – granitische Plutone, wobei die Granite von Mottarone-Baveno und Montorfano, die nicht im Kontakt mit der CMBL sind, in ihrer Zusammensetzung granitisch und relativ homogen sind, andererseits die Granite von Alzo-Roccapietra und der kleine Quarna Pluton zeigen mineralogische und chemische Variationen, wenn sie im Kontakt mit der CMBL stehen, wo sie mehr mafisch werden (Pinarelli und Boriani, 2007).

Pinarelli et al., 2002 führt Erklärung für den zeitlichen Ablauf der Bildung der verschiedenen Stadien der Bildung der verschiedenen Appinite und Plutone an. Erstens, dass die mafischen Appinite diejenigen sind, welche die geringste krustale Kontamination erfahren haben, die der ursprünglichen Magma in ihrer isotopischen Zusammensetzung am ähnlichsten sind und deren Sr, Nd und Pb Isotopie auf einen angereicherten Mantel als Quelle der permischen Serie dei Laghi Intrusivgesteine anzeigt. Des Weiteren dass die permischen Intrusiva sich durch eine komplexe Mantel-Krusten-Interaktion gebildet haben. Deren erste Phase umfasst das ursprüngliche Magma aus dem Mantel, das sich in einer krustalen Magmakammer befindet und einer Interaktion zwischen Magmaeintrag, krustaler Assimilation, Kristallisation und Extraktion von Schmelze ausgesetzt ist. Dieser Phase entstammen wenig entwickelte Appinite und die mikrogranitischen Ganggesteine von Alzo-Roccapietra. Das petrogenetische Modell zeigt, dass die Appinite schon vor den Graniten intrudiert sind. Angenommen wird für die Platznahme ein spät-orogenes

transtensives Regime, welches kleine Mengen aus der Magmakammer, welche basaltisches Magma aus dem Mantel beinhaltet und krustale Kontamination erfährt, erlaubt ohne krustale Kontamination aufzusteigen. Erst ein post-orogenes extensionelles Regime ermöglicht die Bildung von höher gelegenen Magmakammern mit großen Volumen an hybriden Magmen, die mit der Kruste interagieren und die Plutone von Alzo-Rocapietra, Montorfano und Baveno-Mottarone bilden.

Chemie der Ordovizischen Ganggesteine

Die ordovizischen Ceneri Granitoide zeigen magmatische Texturen, aber die Zusammensetzung der Gesamtgesteine ist gleich wie pelitischen Grauwacken und ist identisch zu den feinkörnigen Biotit-Gneisen der SCZ (Zurbruggen et al., 1996). Zurbruggen et al., 1997 interpretieren die Ceneri Granitoide als Abkömmlinge einer partiellen Schmelze einer peraluminösen Quelle unter wasseruntersättigten, granulitfaziellen Bedingungen. Als Quelle der Schmelze wird ein feinkörniger Biotit-Gneis angenommen.

Geochemie der Ganggesteine

Die Proben 102/09, 104/09, 106/09 und 107/09 wurden von ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. chemisch analysiert. Für die Probe 107/09 liegt kein Ergebnis für die Oxide vor.

Chemische Analyse der Haupt- und Spurenelemente und SEE der Appinite der Alpe Morello

Element	Einheit	IVZ 102-09	IVZ 104-09	IVZ 106-09	IVZ 107-09
Ba	ppm	58	315	119	331
Be	ppm	7	5	<1	6
Co	ppm	1.1	1.9	1.3	9
Cs	ppm	<0.1	3.2	3	15.4
Ga	ppm	27.1	20.1	15.6	19.4
Hf	ppm	4.2	2.2	1.8	5.5
Nb	ppm	8.4	11.9	5.7	12.2
Rb	ppm	2.2	78.3	191.1	193.4
Sn	ppm	2	2	4	14
Sr	ppm	1255.4	252	51	131
Ta	ppm	1	0.7	0.7	1.3
Th	ppm	11.1	13.8	4.1	11
U	ppm	4.1	4.6	5	6.4
V	ppm	56	<8	<8	65
W	ppm	<0.5	<0.5	0.7	1.6
Zr	ppm	139.2	80.6	42	175.6
Y	ppm	18.3	13.2	14.6	29.3
La	ppm	30.4	48.4	6	27.1
Ce	ppm	63.9	100.2	12.8	58.1
Pr	ppm	7.26	11.4	1.65	6.9
Nd	ppm	27.4	43.9	6	26.9
Sm	ppm	5.22	8.09	1.74	5.22
Eu	ppm	1.18	1.24	0.25	0.73
Gd	ppm	4.01	4.77	1.75	4.7
Tb	ppm	0.64	0.68	0.39	0.83
Dy	ppm	3.4	2.94	2.5	4.69
Ho	ppm	0.58	0.4	0.46	0.94
Er	ppm	1.53	0.93	1.29	2.7
Tm	ppm	0.23	0.13	0.2	0.39
Yb	ppm	1.4	0.77	1.32	2.68
Lu	ppm	0.2	0.1	0.18	0.39
Mo	ppm	<0.1	0.2	0.1	0.3
Cu	ppm	3.4	13.9	5.2	12.3
Pb	ppm	11.2	6.7	3.4	3.3

Zn	ppm	3	41	19	79
Ni	ppm	15	25.7	3.5	16.8
As	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Bi	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Ag	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	ppb	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Hg	ppm	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	ppm	<0.1	0.3	<0.1	0.9
Se	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
SiO ₂	Gew. %	56.52	74.36	77.34	I.S.
Al ₂ O ₃	Gew. %	25.23	16.84	14.23	I.S.
Fe ₂ O ₃	Gew. %	2.5	1.88	1.08	I.S.
MgO	Gew. %	0.03	0.68	0.19	I.S.
CaO	Gew. %	12.21	2.25	0.68	I.S.
Na ₂ O	Gew. %	6.34	5.95	3	I.S.
K ₂ O	Gew. %	0.09	1.65	5.27	I.S.
TiO ₂	Gew. %	0.3	0.18	0.08	I.S.
P ₂ O ₅	Gew. %	0.51	0.07	0.19	I.S.
MnO	Gew. %	0.06	0.02	0.03	I.S.
Cr ₂ O ₃	Gew. %	<0.002	<0.002	<0.002	I.S.
Ba	ppm	59	337	123	I.S.
Ni	ppm	<20	26	<20	I.S.
Sr	ppm	1252	267	52	I.S.
Zr	ppm	149	93	41	I.S.
Ba	ppm	59	337	123	I.S.
Ni	ppm	<20	26	<20	I.S.
Sr	ppm	1252	267	52	I.S.
Zr	ppm	149	93	41	I.S.
Y	ppm	20	15	15	I.S.
Nb	ppm	15	19	7	I.S.
Sc	ppm	5	4	2	I.S.
TOT/C	%	0.03	0.09	0.06	0.09
TOT/S	%	<0.02	<0.02	0.02	<0.02

Analysiert wurde mit *fusion ICP-MS* (Ba-Lu) und *fusion ICP-ES* (SiO₂-Sc)

Tabelle 1: Chemische Analyse der Proben 102/09, 104/09, 106/09 und 107/09 (I.S. bedeutet, dass keine Messungen gemacht werden konnten);

Hauptelementchemie der Ganggesteine der Alpe Morello

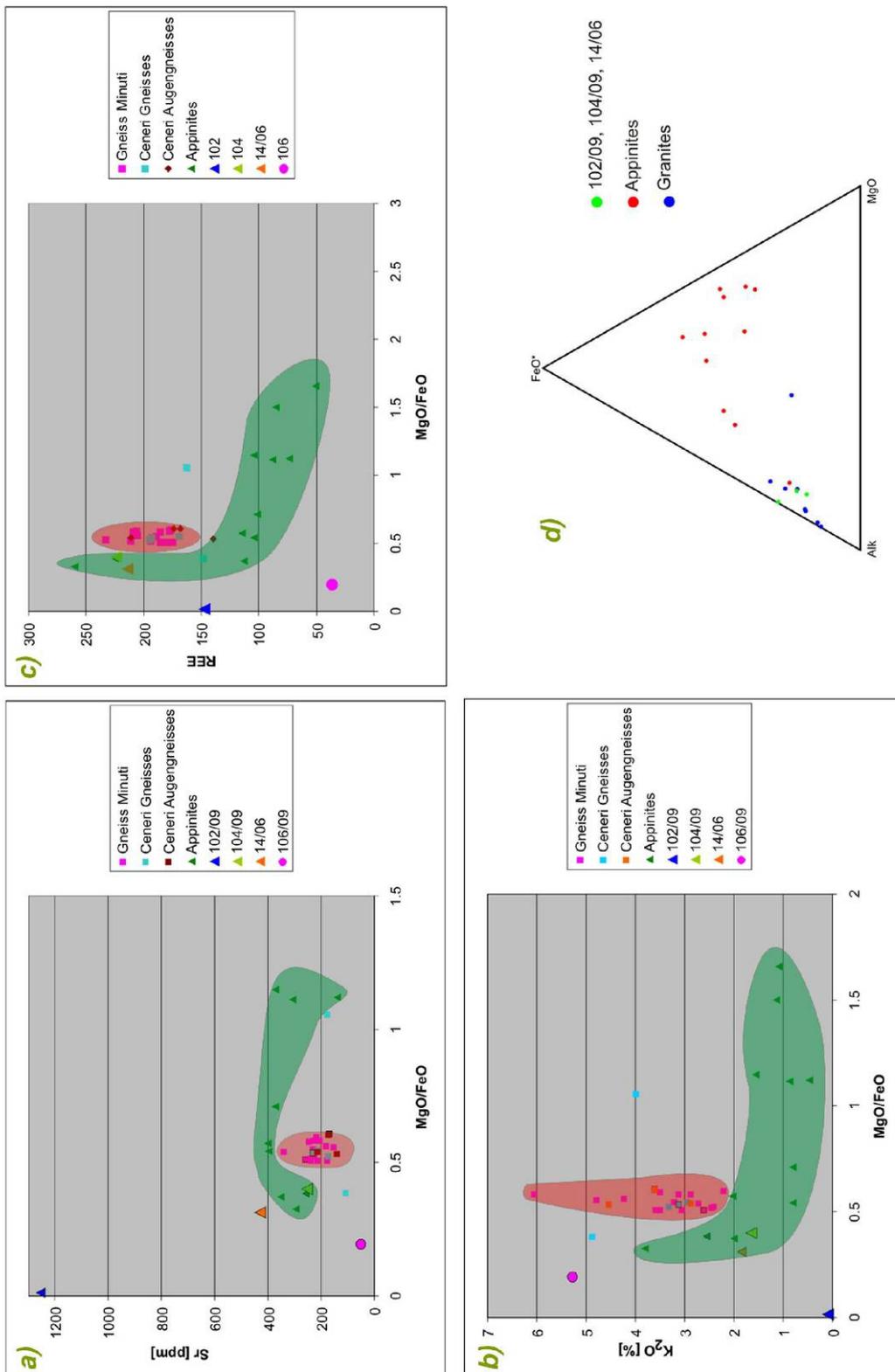


Abb. 32: a)-c): Vergleich der Ganggesteine der Alpe Morello (Proben 102/09, 104/09 und 106/09) einer Probe aus dem Val Strona (014/09), Appinitdaten von Pinarelli et al., 2002 und der Gneiss Minuti, Ceneri Gneise und Ceneri Augengneise aus Pinarelli et al, 2008. d): Ternäres Diagramm der Verhältnisse von FeO, MgO und Alkalien der Probe 102/09, 104/09 und 014/09 im Vergleich zu den permischen Plutoniten aus Pinarelli et al, 2002.

Die Diagramme in Abb. 32 zeigen die Proben 102/09, 104/09, 106/09 und der Probe 014/09, einem Ganggestein aus dem Val Strona mit Daten aus Pinarelli et al., 2002 und 2008. Es sollte in den Diagrammen a)-c) aus Abbildung 32 gezeigt werden, ob die Ganggesteine einerseits eine eigenständige Gruppe von Ganggesteinen sein könnten, oder andererseits mit den Appiniten oder mit den Gneisen der SCZ zu korrelieren sind. Dies ist aber nur für die Proben 104/09 und 014/09 ersichtlich, die eine Übereinstimmung in den Verhältnissen MgO/FeO zu K₂O, Sr und Σ REE mit den Appiniten haben. Sie liegen innerhalb oder sehr Nahe der eingezeichneten Felder, die per Hand in die Diagramme eingefügt wurden. Die Probe 106/09 ist in diesen Diagrammen nicht mit den Gneisen der SCZ zu korrelieren. In den weiter unten gezeigten Diagrammen der REE-Verteilung ist aber eine sehr gute Korrelation mit diesen zu erkennen. Auch die Altersdaten sprechen für eine mögliche Verbindung zu den Ceneri Augengneisen aus Pinarelli et al., 2008 oder zu den ordovizischen Pegmatiten aus Zurbriggen et al., 1997. Die Probe 102/09 zeigt aufgrund ihres geringen MgO/FeO-Verhältnisses mit den Appiniten, die aufgrund der REE-Verteilung und der Altersdaten als verwandte Gesteine anzunehmen sind, keine Übereinstimmung.

Das ternäre Diagramm (Abb. 32d) zeigt das die Verhältnisse von FeO, MgO und der Alkalien der permischen Ganggesteine der Alpe Morello und der permischen Plutonite aus Pinarelli et al., 2002. Es ist eine Übereinstimmung mit den Graniti dei Laghi zu sehen. Die gezeigten Granite sind jene von Montorfano, Baveno-Mottarone und Alzo-Roccapietra und die Appinite stammen von Quarna, Monte Zucaro, Val D'Ossola, Val Sesia, Brissago, Monte Limidario und Montorfano (Pinarelli et al., 2002). Der einzige Appinit aus der Literatur, der auch im Bereich der Granite zu finden ist, ist ein Granodiorit vom Monte Zucarro (Gipfel im Süden der Alpe Morello).

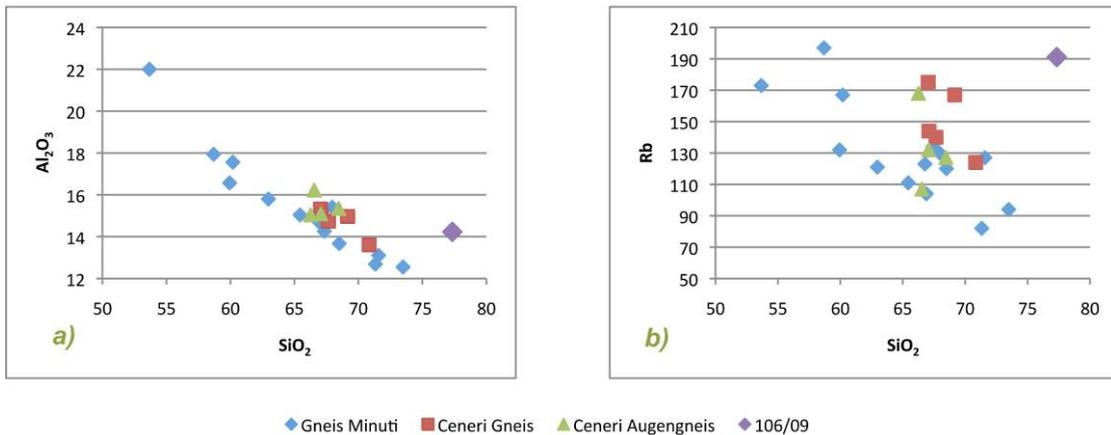


Abb. 33: Vergleich der Probe 106/09 mit Daten für Gneis Minuti, Ceneri Gneis und Ceneri Augengneis aus Pinarelli et al., 2008; a) Verhältnis SiO_2 zu Al_2O_3 ; b) Verhältnis SiO_2 zu Rb

Abbildung 33 zeigt das Verhältnis von SiO_2 zu Al_2O_3 und Rb der Gneise der SCZ (Pinarelli et al., 2008) im Vergleich zu Probe 106/09. Auch hier ist zu erkennen, dass keine Korrelation zwischen der Probe 106/09 und den Gneisen aufgrund eines höheren SiO_2 -Gehaltes von Probe 106/09 besteht.

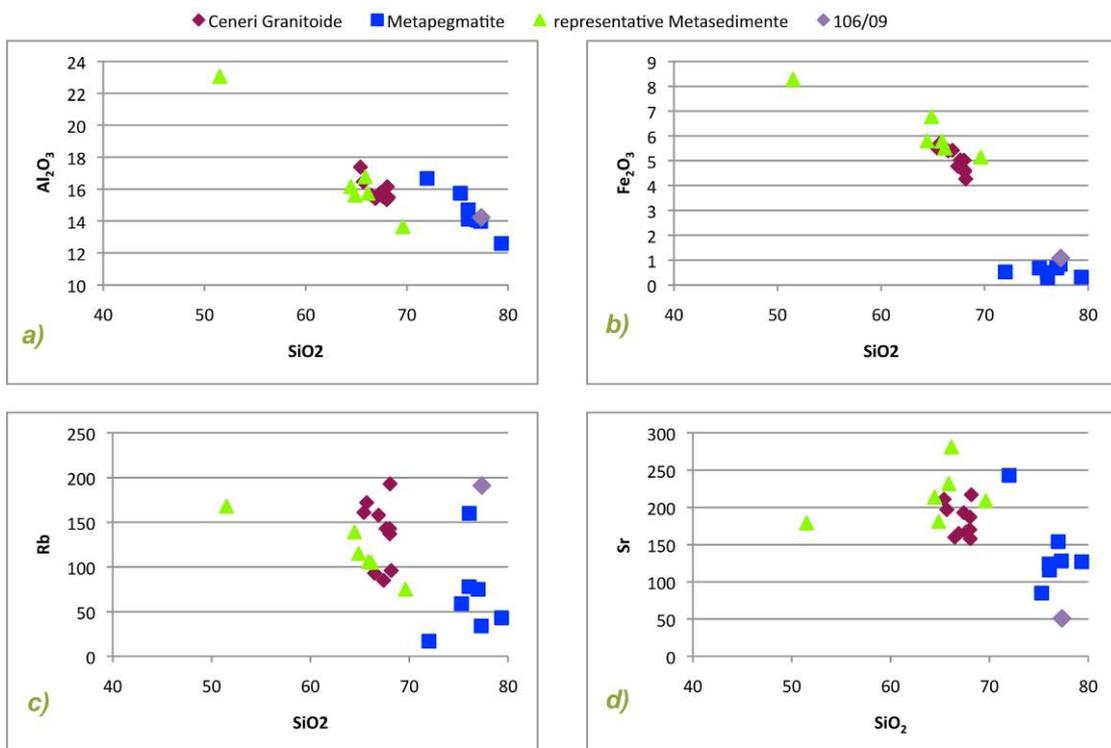


Abb. 34: Vergleich der Probe 106/09 mit Daten für Ceneri Granitoide, Metapegmatite und repräsentative Metasedimente aus Zurbriggen et al., 1997; Verhältnis: a) SiO_2 zu Al_2O_3 ; b) SiO_2 zu Fe_2O_3 c) SiO_2 zu Rb; d) SiO_2 zu Sr

Die Diagramme in Abbildung 34 sind Daten aus Zurbriggen et al., 1997 im

Vergleich zu Probe 106/09 zu sehen. Hier ist eine Übereinstimmung dieser Probe mit den als Metapegmatiten bezeichneten Gesteinen erkennbar und zwar in allen vier Diagrammen.

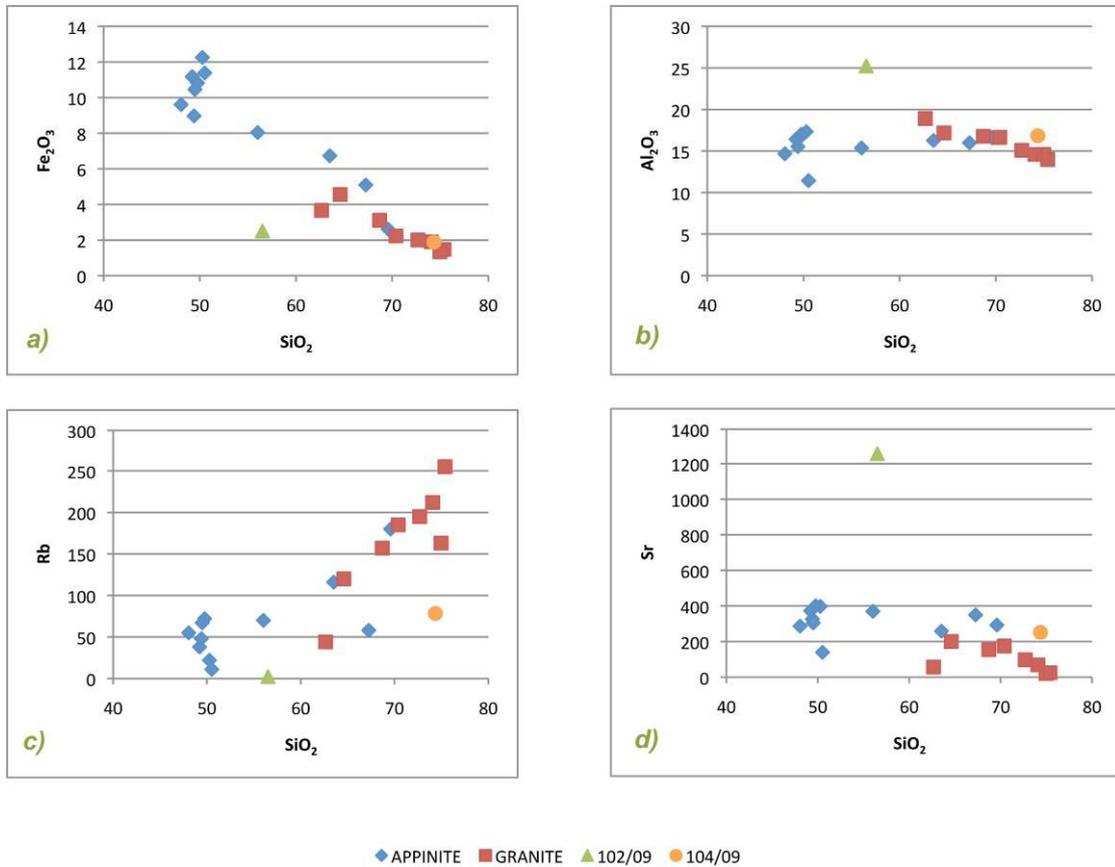


Abb. 35: Vergleich der Probe 102/09 und 104/09 mit Daten für Appinite und Granite aus Pinarelli et al., 2002; Verhältnis: a) SiO₂ zu Fe₂O₃ b) SiO₂ zu Al₂O₃ c) SiO₂ zu Rb; d) SiO₂ zu Sr

Abb. 35 zeigt eine chemische Affinität der Probe 104/09 zu den Graniten der SCZ (Graniti dei Laghi) in fast allen Diagrammen außer dem Rb-Diagramm. Die Probe 102/09 hingegen ist weder den Appiniten noch den Graniten zuzuordnen. Der SiO₂-Gehalt der Probe würden für einen basischen Chemismus sprechen, aber entweder sind die Gehalte wie bei Rb und Fe₂O₃ zu gering oder wie bei Al₂O₃ und Rb zu hoch.

REE-Verteilungen der Ganggesteine der Alpe Morello

Die Proben und auch die Vergleichsproben aus der Literatur wurden auf C1-Chondriten nach den Werten von Sun & McDonough (1989) normalisiert.

REE (rare earth elements) bezieht sich auf den englischen Begriff für die seltenen Erdelemente (SEE) und wird im Weiteren für die Bezeichnung dieser verwendet. LREE (light earth elements) steht für die leichten seltenen Erdelemente (La-Eu) und HREE für die schweren seltenen Erdelemente (Gd-Lu).

REE der Appinite

Die Proben 102/09 und 104/09 zeigen in ihrer REE-Verteilung eine Anreicherung der LREE ($La_N/Sm_N=3.8$ und 3.9) und eine Abreicherung in den HREE ($Gd_N/Yb_N=2,3$ und $5,1$). Des Weiteren, weisen sie eine negative Eu Anomalie auf ($Eu/Eu^*=0.76$ und 0.5). Diese Verteilung ist auch in den Appiniten, die in Pinarelli et al, 2002 beschrieben werden, erkennbar. Vor allem die Appinit-Probe aus Quarna stimmt mit Probe 104/09 und die vom Monte Zuccaro mit Probe 102/09 sehr gut überein (Abb. 33). Daraus ist die Annahmen zu treffen das es sich bei den beiden Proben um Appinite handelt.

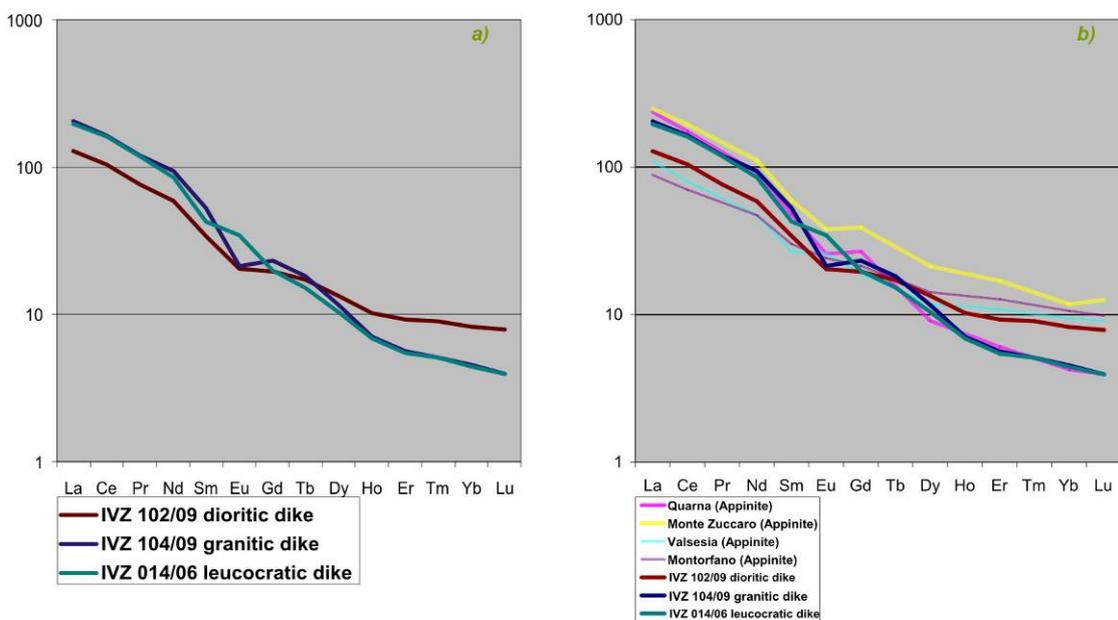


Abb. 36: Die REE-Verteilung von a): Probe 102/09, 104/09 und 014/09; b) dieselben drei Proben wie in a) und von Appiniten aus Pinarelli et al, 2002

REE-Verteilung der ordovizischen Ganggesteine

Die REE-Verteilungen der Proben 106/09 und 107/09 zeigen gleiche Verläufe wie die Gneise der SCZ. Im Diagramm der Abbildung 37 sind die Minimal- und Maximalwerte der REE-Verteilungen der Gneise aus Pinarelli et al., 2008 angegeben. Zu sehen ist in allen Proben die Anreicherung in LREE. Für die beiden Proben der Alpe Morello betragen die Verhältnisse von $La_N/Sm_N=2,2$ (106/09) und $3,4$ (107/09). Der niedrige Wert von 106/09 ist durch einen hohen Wert für Sm zu erklären. Die Gneise zeigen einen Durchschnittswert für $La_N/Sm_N=3,5$ (Gneis Minuti, Ceneri Gneise) und $3,4$ (Ceneri Augengneise). Typisch ist eine negative Eu-Anomalie ($Eu/Eu^*=0,44$ (106/09 und 107/09), $0,59$ (Ceneri Gneis und Ceneri Augengneis) und $0,65$ (Gneis Minuti)). Eine Abreicherung in den HREE ist nicht zu sehen ($Gd_N/Yb_N=1,1$ (106/09) und $1,5$ (107/09); $1,6$ (Gneis Minuti), $1,5$ (Ceneri Gneis, und $1,4$ (Ceneri Augengneis)).

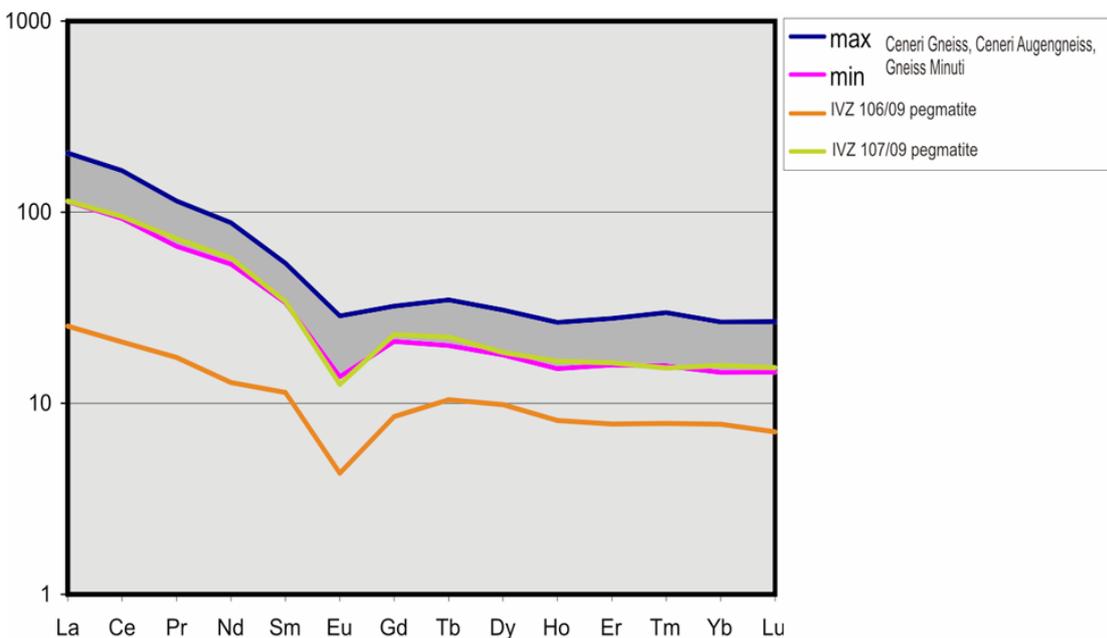


Abb. 37: Die REE-Verteilung von Probe 106/09 und 107 /09 zeigen starke Ähnlichkeit zu den Gneisen der SCZ. Für die Gneise sind Minimal- und Maximalwerte aus Pinarelli et al., 2008 angegeben.

Interpretation der Geochemie

Wie auch aufgrund der geochronologischen Information weiter unten gezeigt können die Proben geochemisch in zwei Gruppen unterteilt werden, die die Zugehörigkeit zu den zwei verschiedenen magmatischen Events wieder spiegeln (102/09 u. 104/09: Permokarbon; und 106/09 u. 107/09: Ordovizium).

Laut der palinspastischen Rekonstruktion von Quick et al., 2009, die die vulkanische und magmatische Aktivität in der SCZ und die magmatische Aktivität der IVZ in einem Krustenquerschnitt in Verbindung setzt, sind die Granite und Appinite von Montorfano, Mergozzo und Baveno im magmatischen Sinne die logischen Verwandten der Appinite der Alpe Morello. Da geographisch die Nahegelegensten und im palinspastischen Sinne darüber gelegen.

Durch den Vergleich der Daten aus der Literatur von Mulch et al., 2002 und Pinarelli et al., 2002 können die Appinite der Alpe Morello in einen geologischen Kontext gebracht werden, der diese Verwandtschaft andeutungsweise darstellen kann. Probe 104/09 ist scheint sehr gut mit den Appiniten im Bezug auf Hauptelementchemie und REE-Verteilung zu korrelieren. Die Probe 102/09 ist aber nur aufgrund der REE-Verteilung mit den Appiniten eine Verwandtschaft zu zeigen. Dennoch ist für beide Proben anzunehmen, dass es sich um Appinite handelt, da bei Probe 102/09 eine Alteration in Form einer Saussuritisierung erkennbar ist. Aufgrund dieser Tatsache ist es möglich, dass es zu einer Veränderung der Haupt- und Nebenelementverteilung gekommen ist und daher eine Zuordnung nur noch über die REE möglich ist.

Probe 106/09 ist Aufgrund der Hauptelementchemie und der REE-Verteilung zu den ordovizischen Pegmatiten zu stellen. Bei Probe 107/09 ist aufgrund des Fehlens der chemischen Charakterisierung der Oxide eine Einordnung schwieriger. Dennoch scheint einen Verbindung zu den Gneisen der SCZ, gezeigt durch die REE-Verteilung anzunehmen.

Geochronologie

Im Zuge dieser Masterarbeit wurden geochronologische U-Pb Messungen mit Hilfe von LA-MC-ICP-MS an Zirkonen durchgeführt. Mit Hilfe des Lasers wurden Punkt- und Linienmessungen ausgeführt. Teilweise wurden mehrere Messungen an einem einzelnen Zirkon durchgeführt. Unter anderem auch Punkt- und Linienmessungen in gleichen Zonen der Zirkone.

Gemessen wurden an aus fünf Ganggesteinen, die im Feld aufgrund ihrer Diskordanz zu ihren Umgebungsgestein ausgewählt wurden, separierte Zirkone. Der Geochronologische Teil dieser Arbeit wird einerseits auf die Daten der Messungen, Datenreduktion und Einordnung der gewonnenen Altersinformationen in die aus der Literatur gegebenen Alter eingehen.

Altersverteilungen der Zirkondaten

Die aus Messungen an Zirkonen gewonnenen Daten lassen sich mit Hilfe der *age-probability-plots* in Gruppen einteilen. Als Beispiel sind diese Diagramme von der Probe 102/09, 104/09 und 106/09 angeführt (Abb. 38). Diese stellen sich überlagernde Dichtefunktionen der Normalverteilungen der Altersgruppen dar.

In der Tabelle 2 sind die Altersgruppen aufgelistet, die unterscheidbar waren. Die Werte für die Verhältnisse in Tabelle 2 von Pb-U sind Durchschnittswerte dieser Gruppen, so wie auch die Fehler und Rho Durchschnittswerte darstellen. Die genauen Messdaten und die dazu gehörigen Concordia-Diagramme für jede einzelne Altersgruppe sind im Anhang zu finden. Einigen Messungen konnten aufgrund von Pb-Verlust keiner Gruppe zugeteilt werden und wurden daher aussortiert. Die Durchschnittswerte in der Tabelle 2 beziehen sich also nur auf die für das Erstellen von Concordia-Diagrammen verwendeten Daten.

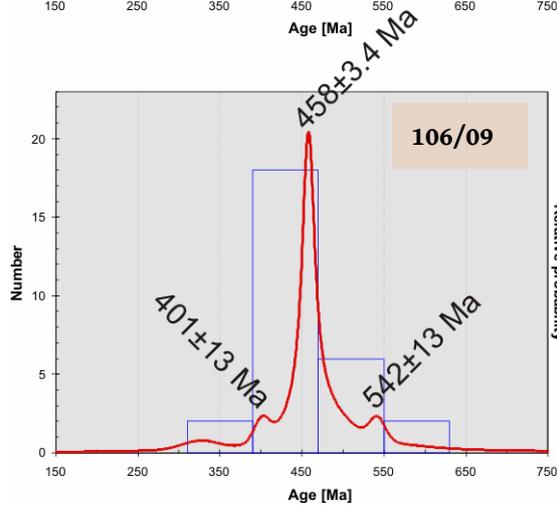
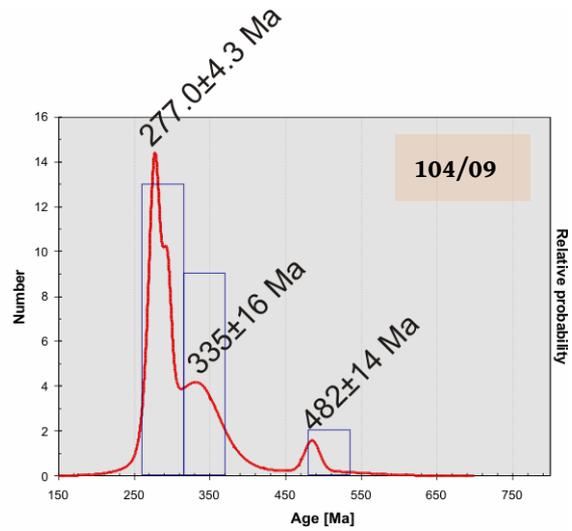
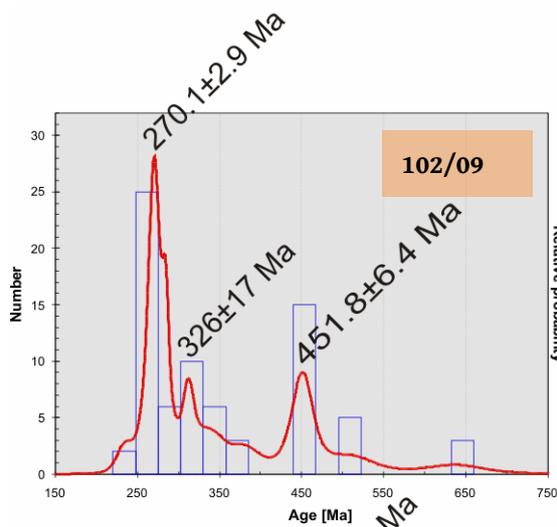


Abb. 38: Age-probability-plots der Proben 102/09, 104/09 und 106/09. Erkennbar ist der Unterschied in der Gestalt der Diagramme. Das größte Maximum wird als Zeitpunkt der Platznahme der Ganggesteine interpretiert.

102/09

Anzahl Messungen	207Pb235U	2RSE (%)	206Pb238U	2RSE (%)	Rho	Alter±2σ
2	0.2660	8.33	0.0355	8.01	0.48	234±10
25	0.3099	8.83	0.0425	7.66	0.43	270,1±2.9
5	0.3312	5.27	0.0448	4.82	0.45	287,4±3.3
6	0.3612	9.76	0.0483	8.54	0.44	312,7±4.8
10	0.3963	20.95	0.0538	20.82	0.50	336±11
3	0.4725	0.47	0.4725	0.47	0.47	382±15
15	0.5709	0.57	0.5709	0.57	0.57	451,8±6,4
5	0.6852	0.69	0.6852	0.69	0.69	511±20
3	0.9283	0.93	0.9283	0.93	0.93	638±59
3	1.1161	1.12	1.1161	1.12	1.12	749±19
2	1.6579	27.11	1.6579	1.66	1.66	1012±52
3	5.8140	11.88	5.8140	5.81	5.81	1950±58

Gesamtzahl Zirkonmessungen

82

104/09

Anzahl Messungen	207Pb235U	2RSE (%)	206Pb238U	2RSE (%)	Rho	Alter±2σ
------------------	-----------	----------	-----------	----------	-----	----------

8	0.3237	6.68	0.0433	6.11	0.46	277 ±4.3 Ma
5	0.3495	15.01	0.0462	14.51	0.47	294 ±5.5 Ma
9	0.4048	20.73	0.0511	20.10	0.48	335 ±16 Ma
2	0.6187	14.79	0.0772	15.24	0.51	482 ±14 Ma
2	1.3058	16.76	0.1330	16.70	0.49	868 ±24 Ma

Gesamtzahl Zirkonmessungen 26

105/09

Anzahl Messungen	207Pb235U	2RSE (%)	206Pb238U	2RSE (%)	Rho	Alter±2σ
2	0.2860	0.29	0.2860	0.29	0.29	250,1 ±22
6	0.3276	0.33	0.3276	0.33	0.33	282,9 ±9.7
3	0.4058	0.41	0.4058	0.41	0.41	320 ±17
2	1.0810	1.08	1.0810	1.08	1.08	731 ±84

Gesamtzahl Zirkonmessungen 13

106/09

Anzahl Messungen	207Pb235U	2RSE (%)	206Pb238U	2RSE (%)	Rho	Alter±2σ
2	0.4803	0.48	0.4803	0.48	0.48	401 ±13
5	0.5420	0.54	0.5420	0.54	0.54	429 ±10
17	0.5726	0.57	0.5726	0.57	0.57	458,3 ±3.4
4	0.6336	0.63	0.6336	0.63	0.63	486 ±27
2	0.7097	0.71	0.7097	0.71	0.71	542 ±13
2	0.8705	0.48	0.4803	0.48	0.48	614 ±170

Gesamtzahl Zirkonmessungen 32

107/09

Anzahl Messungen	207Pb235U	2RSE (%)	206Pb238U	2RSE (%)	Rho	Alter±2σ
3	0.5051	17.61	0.0600	13.46	0.38	383 ±23
2	0.5628	0.56	0.5628	0.56	0.56	454 ±17
9	0.6756	0.68	0.6756	0.68	0.68	495 ±12

Gesamtzahl Zirkonmessungen 14

Tabelle 2: Zusammenfassung der Ergebnisse der U-Pb-Messungen von Zirkonen aus den Proben 102/09, 104/09, 105/09, 106/09 und 107/09

Die gewonnenen Daten zeigen zum Beispiel eine Altersverteilung zwischen 234 ± 10 und 1950 ± 58 Ma für die Probe 102/09. Wobei ein Maximum bei $270,1 \pm 2,9$ zu sehen ist wie auch im age-probability-plot (Abb. 38) und auch im Concordia-Diagramm (Abb. 39) erkennbar. Dieses Maximum wird als magmatisches Alter angenommen. Bei dieser Probe kann es aber auch sein, dass Aufgrund der Saussuritisierung das magmatische Alter überprägt wurde. Weiter unten im Kapitel über die Zirkontextur erläutert, dass viele der Zirkone Mehrphasigkeit zeigen und auch deutliche Zeichen von Alteration oder spät-magmatische Phänomene aufweisen. Die jüngsten Alter von 102/09 (234 Ma) und 105/09 (250 Ma) sind sehr wahrscheinlich Alterationen. Alter zwischen 270 und 295 Ma in 102/09, 104/09 und 105/09 sind als magmatischen Alter an zu sehen. Interessant sind die Alter um 320 Ma in 102/09, da sie mit Zirkonaltern aus Appiniten von Günes gut korrelieren und sind vermutlich übernommen worden. Weitere Maxima in 102/09 und 104/09 liegen bei 335 Ma und 450 Ma. Dies sind auch übernommene Zirkonalter. Die Kerne mit einem Alter von 450 Ma entstammen vermutlich dem ordovizischen magmatischen Ereignis. Alles Ältere ist sehr schwer zu zuordnen, aber auch als detritär zu bezeichnen.

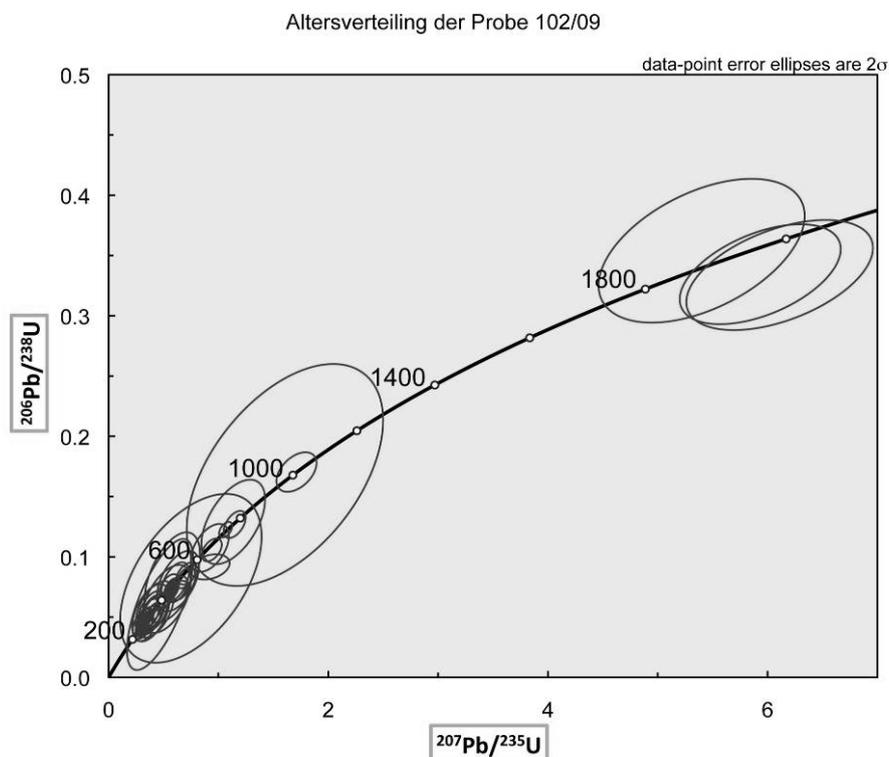


Abb. 39: Concordia-Diagramm von 102/09; erkennbar ist ein Maximum bei 275 Ma und Altere Kerne bei ca. 1000 und 1950 Ma

Die Proben 106/0 und 107/09 haben Maxima bei $458,3 \pm 3,4$ und 495 ± 12 und scheinen nur jeweils ein Maxima aufzuweisen (Abb. 38). Daher, im Gegensatz zu den permischen Ganggesteinen, scheinen wenige detritäre Zirkonerne oder vollständig zurück gestellte Kerne vorhanden zu sein. Die jüngsten Maxima (401 und 383 Ma) sind Vermutlich auf die variszische Orogenese zurück zu führen. In 106/09 enthaltenen Alten, die Äter sind als 458 Ma sind, sind die seltenen detritären Zirkone.

Interpretation der Altersverteilungen und der chemischen Charakterisierung

Die gewonnen Daten könnten zu einer Differenzierung zwischen IVZ und SCZ im Alpe Morello Gebiet beitragen, da die gewonnen Altersdaten im prägensten/magmatischen, somit jüngsten zu sehenden Ereignisse sich stark unterscheiden und aufgrund der aus der Literatur bekannten Altersdaten sich den jeweiligen Krustenbereichen, die sich zumindest in den ordovizischen Altersverteilungen eindeutig unterscheiden, zuordnen lassen.

Einerseits ergaben die Messungen, wie bereits weiter oben angegeben, eine Gruppe von Intrusivgesteinen mit einem Alter von ca. 275 -295 Ma. das als Intrusivalter zu interpretieren ist und einer Gruppe, die ordovizische magmatische Aktivität von 458 Ma und 495 Ma widerspiegelt. Die permo/karbonen Alter sind einem magmatischen Event in der IVZ und in der SCZ zu zuordnen (Fig. 37). Die Intrusion von magmatischen Gesteinen in der IVZ und der SCZ und der vulkanischen Aktivität in der SCZ steht im Zusammenhang mit der Platznahme des mafischen Komplex in der IVZ, was mit U/Pb Alter von Zirkonen nachvollzogen werden kann (Peressini et al., 2008).

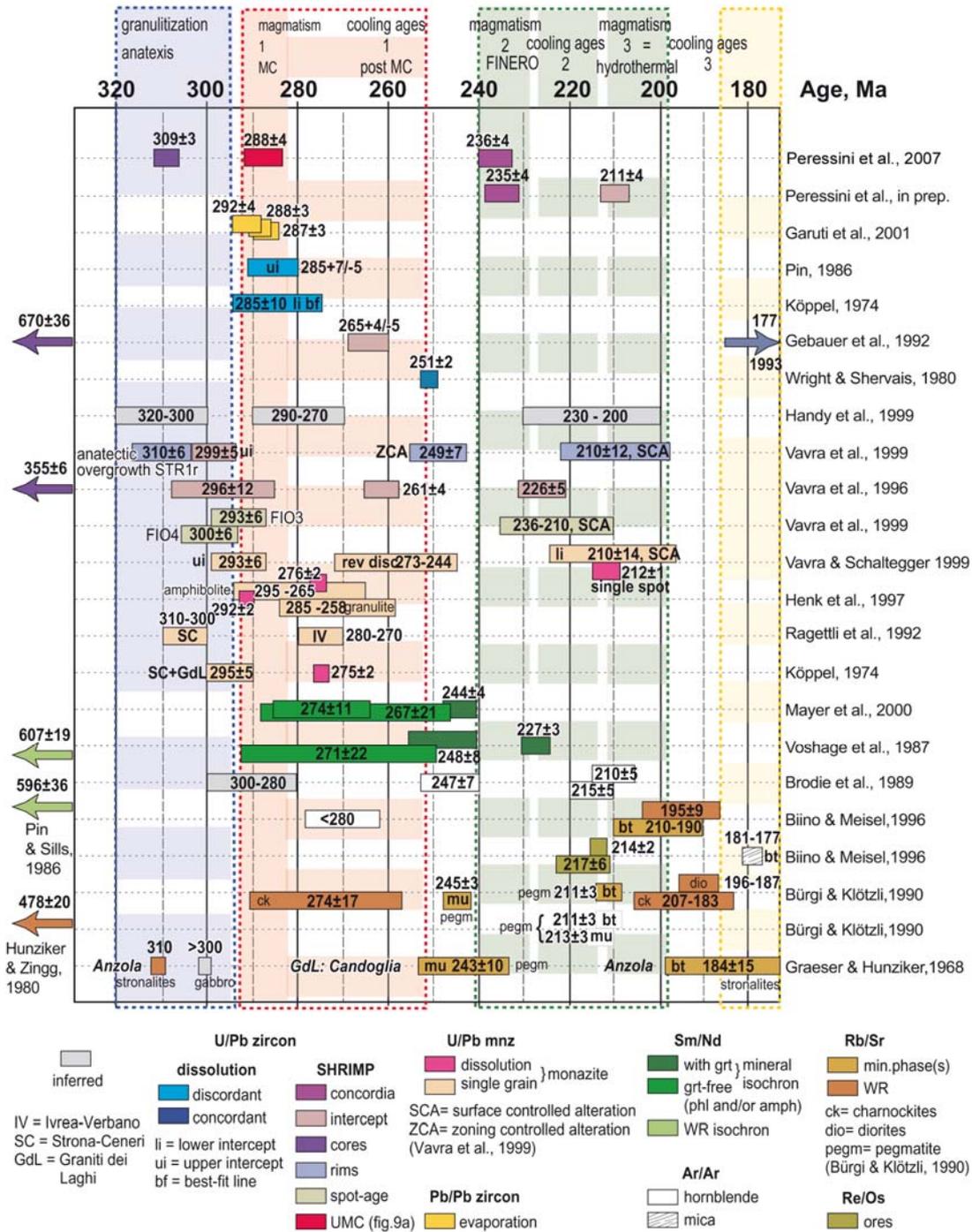


Abb. 40: Zusammenfassung der publizierten Alter im zentralen Bereich der IVZ.
Aus Peressini et al., 2007;

Die Platznahme des mafischen Komplexes führte zu partiellen Aufschmelzen in der Kinzigite Formation und die daraus resultierende Schmelze kristallisierte als granitische Gesteine, die in der SCZ als Graniti dei Laghi zu finden ist (Quick et al., 2009). Dennoch ist nicht zu sagen ob diese Ganggesteine der IVZ oder der SCZ zuzuordnen sind, da die Appinite in beiden Krustensegmenten zu finden sind. Die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine, die sehr stark

jener der Appinite und der Granite ähnelt legt den Schluß nahe, dass diese Gesteine zu den Appiniten zu stellen sind

Des weiteren ist aufgrund der Nähe zu der bereits beschriebenen CMB ist anzunehmen, dass die Proben 102/09, 104/09 und 105/09 dem permischen magmatischen Event zuzuordnen sind.

Die ordovizischen Ganggesteine (106/09 und 107/09) lassen sich eindeutig dem Krustensegment der SCZ zuordnen. Da Ganggesteine mit diesem Alter nur innerhalb der SCZ zu finden sind.

Für die Zuordnung zu den ordovizischen Pegmatiten spricht, dass die ordovizischen Pegmatite der Alpe Morelle nur einen maximalen Wert in den age-probability-plots zeigen und keine/wenige ältere Kerne aufweisen. Zurbriggen et al., 1997 beschreiben für alle drei Typen der Ceneri Granitoide aufgrund der anatektischen Herkunft der Ceneri Granitoide unter granulitfaziellen Bedingungen eine partielle bis totale Zurücksetzung des U-Pb-Systems, somit auch in Zirkon und Monazit. Diese Beobachtung lässt sich auf die ordovizischen Ganggesteine der Alpe Morelle anwenden. Auch die Altersmaxima vor allem der Probe 106/09 ($458,3 \pm 3,4$, U-Pb-Zirkonalter) lassen sich sehr gut mit den Alter aus der Literatur korrelieren. Zum Beispiel konkordante Zirkonalter von 456 ± 4 und 459 ± 2 Ma für Ceneri Granitoide (Zurbriggen et al., 1997), diskordante Zirkonalter von Ceneri Granitoide mit einem unteren Schnittpunkt mit der Concordia zwischen 450-515 (Zurbriggen et al., 1997), 465 ± 14 für Ceneri Augengneise (Pinarelli et al., 2008).

Aufgrund der gezeigten Übereinstimmung in der chemischen Zusammensetzung und der Altersverteilung sind die ordovizischen Ganggesteine der Alpe Morelle den Ceneri Granitoide zuzuordnen.

Zirkon Textur und Morphologie

Das Mineral Zirkon ($ZrSiO_4$) ist in seiner externen Morphologie und seiner inneren Textur extrem variabel. Diese charakteristische Eigenschaft zeigt die geologische Geschichte des Minerals auf, speziell die relevanten Ereignisse, wie magmatische und metamorphe Kristallisation, aufgezwungene Deformation durch äußere Kräfte aber auch innere Volumenexpansion durch Metamiktisierung und chemische Alteration (Corfu et al., 2003).

Zirkon ist ein tetragonales Mineral und wächst generell als zweispitziger prismatischer Kristall mit einer Elongation (Breiten- zu Längenverhältnis) von 1 bis 5. Dieses Verhältnis, wird angenommen, zeigt die Kristallisationsgeschwindigkeit (Corfu et al., 2003). Nadelige Kristalle sind in schnell kristallisierten Systemen typisch, wie porphyrische, sub-vulkanische Intrusionen. Die kurzprismatischen Formen sind typisch für in langsam ausgekühlten Intrusionen (Corfu et al., 2003). Andere Faktoren die die Kristallform beeinflussen sind chemische Zusammensetzung und möglicherweise die Temperatur des Kristallisationsmediums (Corfu et al., 2003). Systematische Betrachtung von Zirkontypologien führte zur Entwicklung der häufig verwendeten *Pupin Diagramme*, in welchen Zirkone anhand der relativen Ausprägung ihrer {100} gegen {110} prismatischen Fläche und den {211} gegen {101} pyramidalen Fläche eingeteilt werden (Corfu et al., 2003).

Permische Ganggesteine der Alpe Morello

Die aus den Proben 102/09, 104/09 und 105/09 separierten Zirkone variieren in jeder Probe in Morphologie und Größe, lassen sich generell aber in Gruppen zusammenfassen. Dies kann an der Probe 104/09 (Abb. 41) gezeigt werden. Sie können bereits durch die Aufteilung der Alter in den verschiedenen Zonen unterschieden werden. Einige scheinen homogenen Altersverteilungen zu haben, andere wiederum haben auch detritäre Kerne. Allen scheint eine Mehrphasigkeit gemein, erkennbar an den deutlichen Kernen die oft hell im SEM Bild aufscheinen.

Einerseits sind in Probe 104/09 Zirkone, die nur das magmatische Ereignis oder eine Alteration widerspiegeln (Abb. 41c), zu finden und daher Alter um

277 ± 4 Ma zeigen. Hierbei scheint es wiederum zwei Gruppen zu geben. Jene die zwei Zonen aufweisen und jene mit drei Zonen. Des Weiteren gibt es Zirkone die ein Alter von 335 ± 16 Ma aufweisen (Abb. 41a). Andererseits sind Zirkone mit älteren detritären Kernen, die Alter von 482 ± 14 Ma und 868 ± 24 Ma (Abb. 41b) haben.

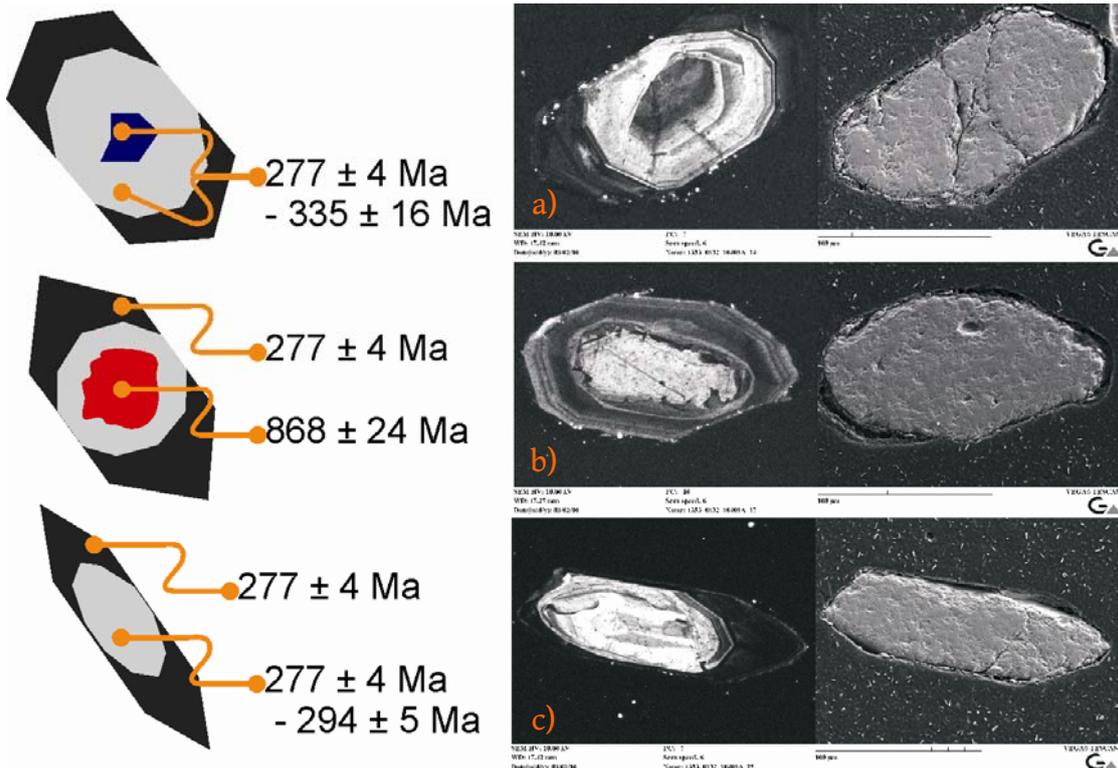


Abb. 41: Abgebildet sind Zirkone der Probe 104/09. Es soll gezeigt werden, dass die Zirkone in Gruppen aufgrund ihrer Morphologie und Altersverteilungen in Gruppen einteilen lassen

Die Textur der Zirkone der Appinite der Alpe Morello scheint nicht leicht interpretierbar zu sein, weil diese sich nicht durch ein Ereignis ausgebildet hat. Dies ist erkennbar an den verschiedenen Zonen der Zirkone, die aus der Überlagerung verschiedener Ereignisse resultiert

Die äußeren Bereiche sind immer dunkel gegenüber den hellen Kernen. Darüber hinaus ist der Kontakt zwischen diesen Bereichen teilweise planar aber auch konvex ausgebildet (Abb. 42). In manchen Beispielen ist dieser Kontakt auch sehr unregelmäßig gestaltet.

Diese Texturen scheinen spät-magmatische oder auch post-magmatische Phänomene zu sein. Spät-magmatische Veränderung wäre in langsam auskühlenden, großen magmatischen Intrusionskörper zu finden (Corfu, et al.,

2003). Die Ganggesteine sind kleine Körper und ob sie langsam abkühlten ist schwer feststellbar. Die Modifikation durch spät- und post-magamtischen Abkühlung ist an einer Störung von konzentrischen, oszillierenden Zonierungen zu erkennen (Corfu et al., 2003). Eine der am häufigsten beobachteten Texturen ist die Entwicklung von irregulären Domänen von homogenen Zirkonen mit geringen Uran-Gehalt, die diskordant über zonierte Domänen wachsen (Corfu et al., 2003).

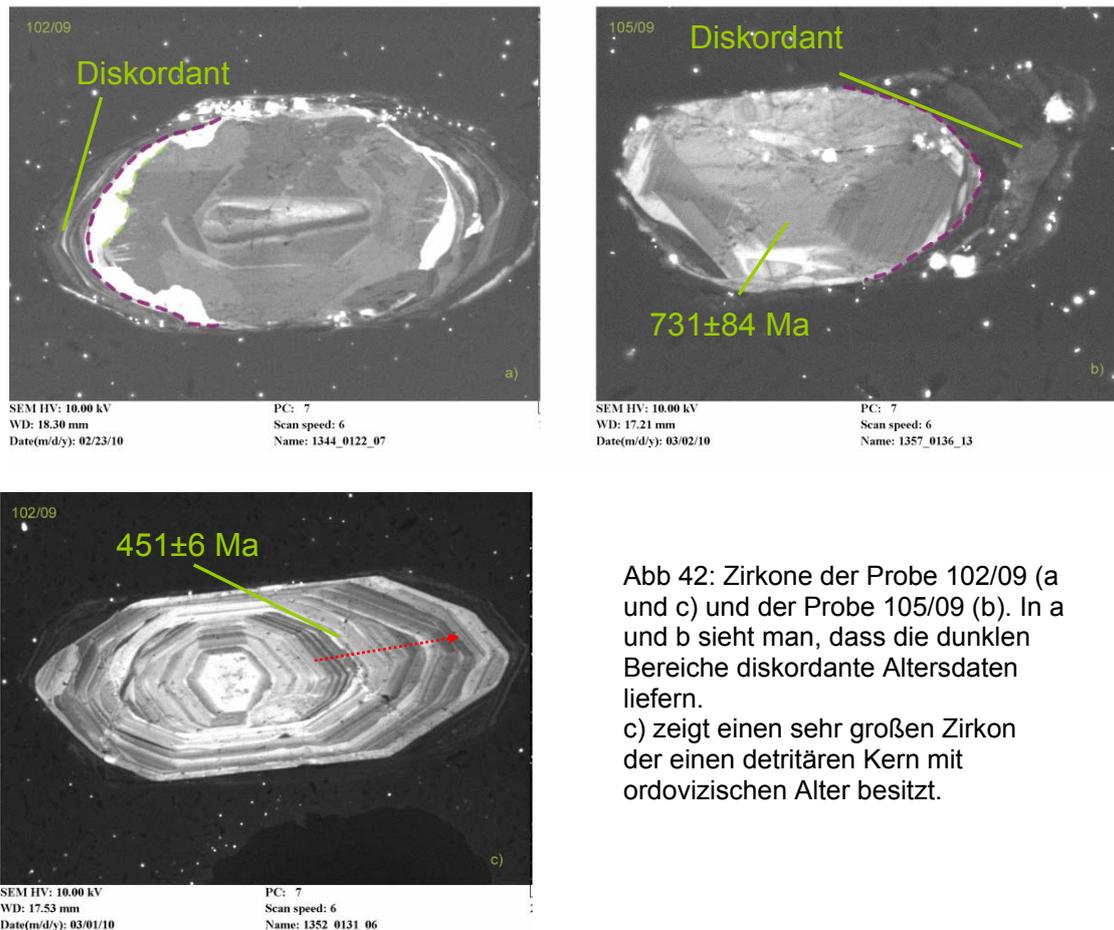


Abb 42: Zirkone der Probe 102/09 (a und c) und der Probe 105/09 (b). In a und b sieht man, dass die dunklen Bereiche diskordante Altersdaten liefern.
c) zeigt einen sehr großen Zirkon der einen detritären Kern mit ordovizischen Alter besitzt.

In Abbildung 42a ist auch zu sehen, dass zwischen dem Kern und den äußeren, dunklen Bereich *bleaching* stattgefunden hat. Eine weitere Frage ist, ob die Textur des Kernes eine ursprüngliche ist oder diese zurückgesetzt wurde. Die Messung im dunklen Bereich am Rand des Kornes zeigt zwar ein Alter, aber der dazugehörige Fehler ist sehr groß. Gleiches, also Alter im Kern, aber diskordanter Rand, ist auch in Abbildung 42b zu sehen, wobei im Kern auch zonierte Bereiche erkennbar sind. Die Isotopenmessungen für den Randbereich sind in diesem Beispiel auch diskordant, aber die Fehlerellipse liegt im Bereich von 220 Ma.

Die konvexen und nicht planaren Zonengrenzen können als Migration von

Rekristallisationsfronten ausgehend vom Rand Richtung Kern interpretiert werden (Schaltegger et al., 1999). Abbildung 42c hingegen ist erkennbar, wie der dunkle Bereich fast ohne Diskordanz den hellen Kern überwächst. Hier ist eventuell die Größe des Zirkons entscheidend. Der Zirkon von 42c gehört zur Größten Fraktion der Probe 102/09 und hat eine Längserstreckung über 200 μm und ist damit doppelt so lang wie jener von 39a.

Diese Alterationen sind in den Altersverteilungen eventuell erkennbar. Alter, die jünger als die angenommene Platznahme der Ganggesteine zwischen 275 und 290 Ma sind, könnten diese Phasen der Alteration abbilden. Des Weiteren ist fraglich ob die Alteration bei Probe 102/09 größer war als bei den anderen Proben, da die Chemie dieser Probe eher eine Verwandtschaft zu den frühen mafischen Appiniten zeigen würden, aber das Altersmaximum unter dem der Probe 104/09 liegt, die den granitischen Appiniten zuzuordnen ist. Im Schriff ist zusätzlich eine Saussuritisierung erkennbar.

Ordovizische Ganggesteine der Alpe Morello

Die Zirkone der ordovizischen Ganggesteine zeigen fast alle Alterationen. Vermutlich aufgrund der variszischen Metamorphose, die das Rahmengestein dieser Ganggesteine erfasste und somit auch diese selbst. Dies ist erkennbar durch Zirkonalter von ca. 380 Ma in Probe 107/09. Vermutlich sind auch die

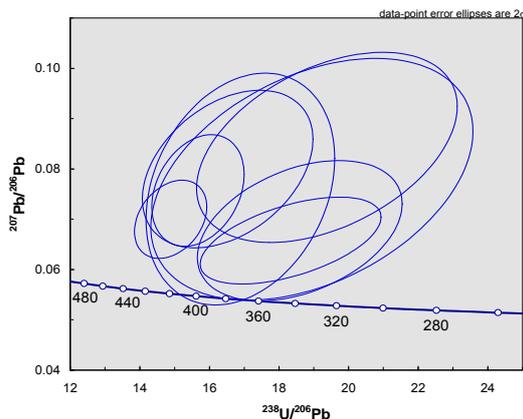


Abb. 43: Tera-Wasserburg Diagramm der diskordanten Messungen der Probe 107/09

Alter von ca. 400 Ma in Probe 106/09 einer Alteration zuzuordnen. Vor allem die Probe 107/09 zeigt sehr viele diskordante Messungen. Zu sehen ist in vielen Messungen eine Abreicherung an ^{206}Pb , daher ein Blei-Verlust. Dies wird im Tera-Wasserburg Diagramm in Abb. 43 gezeigt. Diese Messungen stammen aus den dunklen Randbereichen der Zirkone. Die Messungen der Probe 106/09 sind meist besser, daher zeigen

weniger diskordante Messungen. Dies kann daran liegen, dass dieser Pegmatit einen sehr großen Durchmesser hat. Im Feld ist zu beobachten, dass dieser zu

seinen Rändern hin vergneist. Die Probe aus der die Zirkone separiert wurden stammt aber aus dem undeformierten Teil. Der Pegmatit der Probe 107/09 ist im Gegensatz dazu viel kleiner im Durchmesser und ist auch stärker deformiert.

In der Abb. 44 sind Alterationen der Zirkone der ordovizischen Ganggesteine und die Ausprägung unterschiedlicher Kontakte zwischen den Zonen gezeigt.

Abb. 44a lässt erkennen, dass diese Alterationen zu keiner vollständigen Veränderung der Altersinformation führen müssen und noch ein Alter berechnet werden kann. Die beiden Messungen an diesem Zirkon sind sehr ähnlich, wobei eine Messung aufgrund höheren Bleiverlustes leicht diskordant ist. Bei der Messung, die 498 ± 12 Ma zeigt, kann es sich aber auch um ein Mischalter der dunklen und hellen Zone handeln, da die gemessene Linie eine Breite von $25 \mu\text{m}$ aufweist. Bei den Messungen selbst wurde aber versucht dies zu vermeiden.

In Abb. 44b ist der Vergleich zwischen magmatischen Bereich des Zirkons und der Alteration gezeigt. Der magmatische Teil ist viel heller als die spätere Alteration. Der Kontakt ist in diesem Fall meist planar. Die Altersdaten zeigen einen deutlichen Unterschied. Das ältere Alter (458 ± 3 Ma) spiegelt das magmatische Ereignis und das jüngere das ungefähre Alter der Alteration wieder. Von den Alterationszonen konnten, wie weiter oben beschrieben nur sehr wenig konkordante Messungen durchgeführt werden, daher sind diese Alter als ungefähre Eingrenzung dieses Ereignis zu verstehen.

In Abb. 44c ist ein Kern gezeigt, der wahrscheinlich detritär ist. Er weist aber auch das magmatische Alter auf. Die Vermutung liegt nahe, dass das Alter des Kernes zurückgesetzt wurde und der helle Bereich im Vergleich zu 44b auch das magmatische Ereignis wieder spiegelt. Der dunkle Bereich am Rand mit den konvexen Zonengrenzen zu dem hellen Bereich ist als eine Reaktionsfront im Zuge einer Alteration anzunehmen. Der Kontakt zwischen Kern und dem hellen Bereich zeigt auch konvexe Zonengrenzen. Vermutlich ist das ein Zeichen für eine Resorption des detritären Kernes.

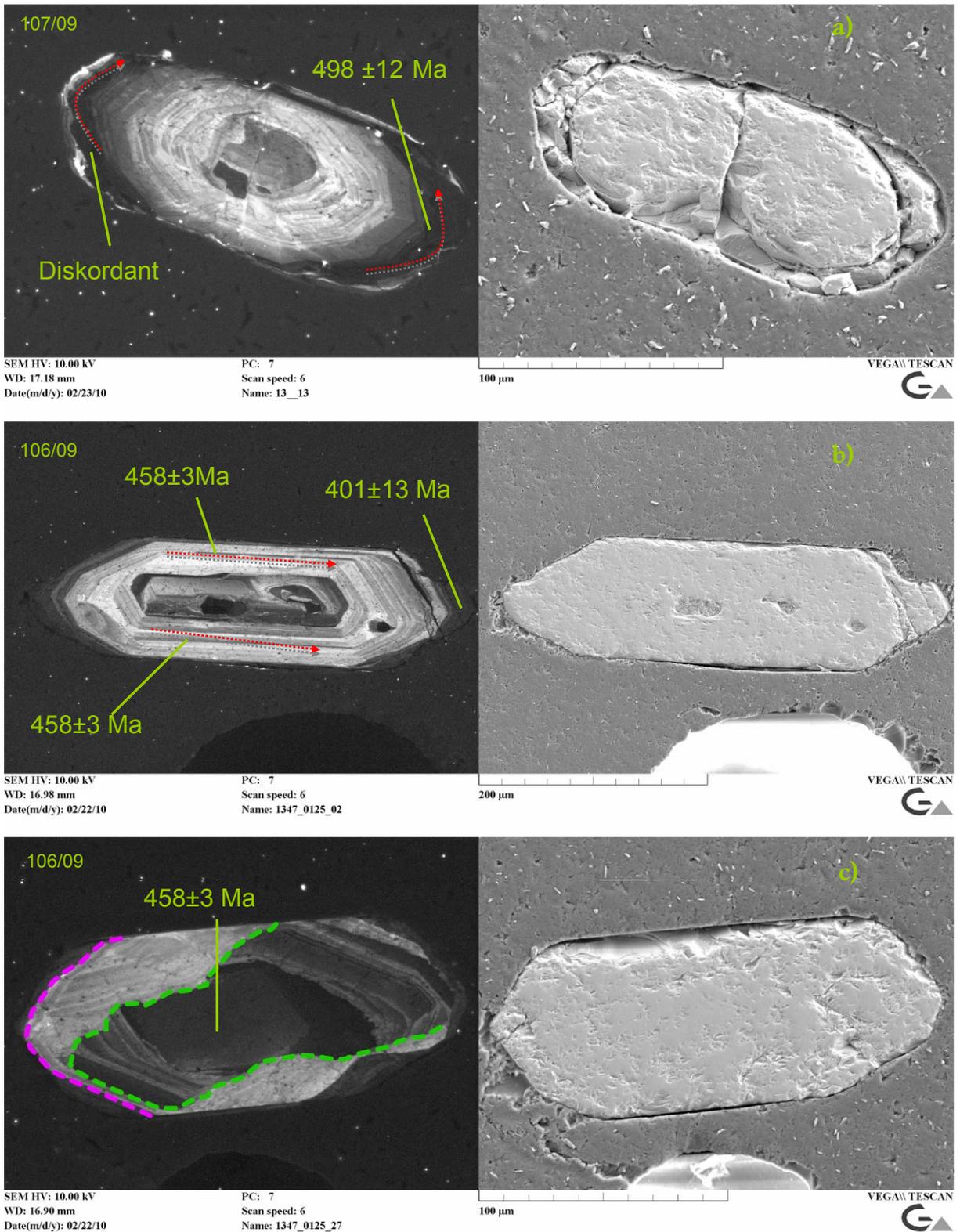


Abb. 44: CI Aufnahmen links und SEM Bilder rechts von Zirkonen von 106/09 und 107/09; a) zeigt zwei Messungen im dunklen Rand eines Zirkons, die einerseits diskordant ist aber auch ein Alter ergibt. b) magmatischer, heller Bereich eines Zirkons und dunkler Randbereich der ein Alterationsalter aufweist. c) Alterationsfronten in Zirkon und detritärer Kern, der vermutlich magmatisches Alter zeigt

Conclusio

Die wichtige Frage, welchem Krustenquerschnitt (IVZ oder SCZ) der Peridotitkörper angehört, ist aufgrund eines Feldbefundes schwer zu beantworten, da keine CMBL in irgendeiner Form erkennbar ist. Zwischen dem Rahmengestein des Peridotits und dem Biotit-Gneis ist ein leichter struktureller Kontakt erkennbar, aber aufgeschlossen ist dieser Kontakt nur sehr selten. Ein Hinweis auf die Herkunft des Peridotits stellt der Metagabbro dar. Im Feld ist zu beobachten, dass der Metagabbro mit einem offensichtlich granulitfaziellen Metapelit im Kontakt ist, der als Lage innerhalb des Metagabbros aufgeschlossen war. Zu diesem Indiz konnte mit Hilfe der mikroskopischen Beschreibung ein weiterer wichtiger Punkt bestätigt werden. Der Metagabbro ist unter granulitfaziellen Bedingungen überprägt worden. Die Texturen der Granate und Pyroxene sprechen dafür. Auch das reliktmäßig erhaltene granoplastische Gefüge. Da in der SCZ keine granulitfaziale Gesteine beschrieben sind, ist anzunehmen, dass dieses Gestein der IVZ zuzuordnen ist und damit auch der Peridotit.

Der Biotit-Gneis, der im Kontakt mit dem Metagabbro steht, ist eindeutig der SCZ zuzuordnen, aufgrund der Tatsache, dass die datierten Pegmatite innerhalb der Biotit-Gneise ein Alter aufweisen, das eine ordovizische Platznahme beweist, und innerhalb der gesamten IVZ mit heutigem Kenntnisstand kein ordovizisches, magmatisches Zirkonalter zu finden ist. Somit ist die Grenze zwischen der IVZ und der SCZ der Alpe Morello indirekt nachzuweisen und der Peridotit ist eindeutig der IVZ zuzuordnen. Die Frage ist nun, wieso gibt es keine mächtige mylonitische CMBL, wie weiter im Norden.

Ein Minimalalter für die Platznahme des Peridotitkörpers der Alpe Morello konnte mit Hilfe der Datierung der Appinite gegeben werden. Diese sind im direkten Kontakt zu dem Peridotit und zeigen Alter zwischen 270 – 282 Ma. Somit ist anzunehmen, dass die Platznahme vor 282 Ma erfolgt ist. Aufgrund der Tatsache, dass die Appinite innerhalb der SCZ, die in der Nähe (z.B. Monte Zuccaro) zu finden sind, mit denen innerhalb der Peridotite die beste Übereinstimmung zeigen, muss die SCZ und die IVZ zu diesem Zeitpunkt in Kontakt gewesen sein und die Appinite sind nicht auf einem anderen Krustenlevel in den Peridotit intrudiert.

Da der Körper zum Zeitpunkt der permischen Extension sich bereits in amphibolitfaziellen Bereich der IVZ befand, muss ein anderes tektonisches Ereignis zur Platznahme geführt haben. Das prägenste frühere strukturelle Ereignis ist F2 (Massone Faltung) und damit auch das am wahrscheinlichsten Verantwortliche für die Platznahme des Periodotitkörpers mit seinem Rahmengestein.

Danksagung

Ich bin meinem Betreuer Ao. Univ. Prof. Dr. Urs Klötzli sehr dankbar für die ausgezeichnete Unterstützung während dieser Masterarbeit und für die vielen Diskussionen, die mir ein besseres Verständnis der Geologie an sich gebracht haben und damit auch zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben

Des Weiteren möchte ich Dr. Eva Klötzli danken, für die zahlreichen Ratschläge und Unterstützung, was Petrographie und Geochronologie anbelangt,

Franz Biedermann (Universität Wien) möchte ich danken, für die Unterstützung während der Gesteinsaufbereitung und SEM-Arbeiten, Mag. Zekeriya Günes für die Hilfe während der Feldarbeit und Dr. Helga Priewalder (Geologische Bundesanstalt, Wien) für die Hilfe mit den SEM-Aufnahmen.

Diese Arbeit wurde teilweise vom FWF-Project P14228-GEO finanziert.

Zitate

- Barboza, S. A., Bergantz, G. W. and Brown, M., (1999): Regional granulite facies metamorphism in the Ivrea zone: is the mafic complex the smoking gun or a red herring? *Geology* 27: 447-450.
- Bea, F., Montero, P., (1999): Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: An example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 7/8, 1133-1155.
- Boriani, A., Colombo, A., Giobbi origoni, E., Pagliani, G.P.,(1974): The "Appinite Suite" of Massiccio dei Laghi (Northern Italy) and its relationship to the regional metamorphism. *Rend. Soc. It. Mineral. Pertol.*, 30, 893-917.
- Boriani, A., Giobbi, E., (2004): Does the basement of western southern Alps display a tilted section through the continental crust? A review and discussion, *Per. Mineral.*, 73, 5-22.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W.O., Kinny, P., (2003): Atlas of Zircon Textures, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.*, 53, 469-500.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., (1992): *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*, Longman.
- Demarchi, G., Quick, J.E., Sinigoi, S., Mayer, A., (1998): Pressure Gradient and Original Orientation of a Lower-Crustal Intrusion in the Ivrea-Verbano Zone, Northern Italy, *The Journal of Geology*, 1998, 106, 609–622.
- Handy, M. R., Franz, L., Heller, F., Janott, B., Zurbriegen, R., (1999): Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland), *Tectonics*, 18, 1154-1177.
- Henk A., Franz L., Teufel S., and Oncken, O., (1997) Magmatic underplating, extension, and crustal reequilibration: insights from a cross-section through the Ivrea Zone and Strona-Ceneri Zone, Northern Italy. *The Journal of Geology*, 105, 367-378.
- Matthes, S., (1993): *Mineralogie*, Springer Verlag.
- Mercier, J.-C., C., Nicolas, A., (1975): Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts, *Journal of Petrology*, 16,1, 454-487.
- Mulch, A., Rosenau, M., Dörr, W. and Handy, M., (2002): The age and the structure of the dikes along the tectonic contact of the Ivrea-Verbano and Strona Ceneri Zones (Southern Alps, Northern Italy, Switzerland)
- Passchier, C. W., Trouw, R.A.J., (1996): *Microtectonics*, Springer Verlag.
- Peressini, G., Quick, J. E., Sinigoi, S., Hoffmann, A.W., Fanning, M. (2007): Duration of a large mafic intrusion and heat transfer in the lower crust: a SHRIMP U–Pb zircon study in the Ivrea–Verbano Zone (Western Alps, Italy). *Journal of Petrology*, 50, 1–34.
- Peressini, G., Sinigoi, S. & Quick, J. E., (2008): The Ivrea-Verbano Zone as an analogue for the crustal section beneath the Athesian District, *Rendiconti online Soc. Geol. It.*, Vol. 2, 1-3.
- Pezotta, F., Pinarelli, L., (1994): The magmatic evolution of Ordovician metagranitoids of the Serie dei Laghi (Southern Alps): inferences from the petrological, geochemical, and Sr and Nd isotope data. *Periodico di Mineralogia*, 63, 127 – 147.

Pinarelli, L., Del Moro, A., Boriani, A., Caironi, V., (2002): Sr, Nd isotop evidence for an enriched mantle component in the origins of the Hercynian gabbro-granite series of the "Serie dei Laghi" (Southern Alps, NW Italy), *Eur. J. Mineral.*, 14, 403-415.

Pinarelli, L., Boriani, A., (2007): Tracing metamorphism, magmatism and tectonics in the southern Alps (Italy): constraints from Rb-Sr and Pb-Pb geochronolog, and isotope geochemistry, *Per. Minerl.*, 76, 5-24.

Pinarelli, L., Bergomi, M. A., Boriani, A., Giobbi, E., (2008): Pre-metamorphic melt infiltration in metasediments: geochemical, isotopic (Sr, Nd, and Pb), and field evidence from Serie dei Laghi (Southern Alps, Italy), *Mineralogy and Petrology*, 93, 213-242.

Quick, J., Sinigoi, S., and Mayer, A., (1995): Emplacement of mantle peridotite in the lower continental crust, Ivrea-Verbano zone, N. Italy. *Geology* 23: 739-742.

Quick, J. E., Sinigoi, S., Demarchi, G., Wooden, J. & Sbisà, A., (2009) - Magmatic plumbing of a large Permian caldera exposed to a depth of 25 km. *Geology*, 37 (7), 603–606;

Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., (2000): Interaction of Mantle Derived Magmas and Crust in the Ivrea-Verbano Zone and the Ivrea Mantle Peridotites, *Proceedings of the International School Earth and Planetary Sciences Siena*, 153-198.

Rutter, E., Brodie, K., James, T., Blundell, D., (2003): Seismic Modeling of lower and mid-crustal structure as exemplified by the Massiccio Die Laghi (Ivrea-Verbano zone and Serie Dei Laghi) crustal section, northwestern Italy., *Heterogeneity in the Crust and Upper Mantle: Nature, Scaling and Seismic Properties*, 67-97.

Rutter, E., Brodie, K., James, T., Burlini, L., (2007): Large-scale folding in the upper part of the Ivrea-Verbano zone, NW Italy, *Journal of Structural Geology*, 29, 1-17,

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.

Schaltegger, U., Brack, P., (2007): Crustal-scale magmatic systems during intracontinental strike-slip tectonics: U, Pb and Hf isotopic constraints from Permian magmatic rocks of the Southern Alps, *International Journal of Earth Science* 96, 1131-1151.

Sinigoi, S., Quick, J. E., Peressini, G., Klötzli, U., Demarchi, G., (2010): Magmatic plumbing of a Permian caldera exposed to a depth of 25 Km, *Geophysical Research Abstracts*, Vol.12.

Sinigoi, S., Quick, J. E., Demarchi, G., Klötzli, U., (2011): The role of crustalfertility in the generation of large silicic magmaticsystems triggered by intrusion of mantle magma in the deep crust, *Contrib. Mineral Petrol.*

Snoke, A. W., Kalakay, T., Quick, J. E., Sinigoi, S., (1999): Development of a deep-crustal shear zone in response to syntectonic intrusion of mafic magma into the lower crust, Ivrea–Verbano zone, Italy, *Earth and Planetary Science Letters*, 166, 31–45

Sun, S.S., McDonough, W. F., (1989): *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, Special Publ. 42, 313-345.

Vavra, G., Schmid, R., Gebauer, D., (1998): Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contrib Mineral Petrol*, 134, 380-404.

Vernon, R. (2004): *A practical guide to Rock Microstructure*, Cambridge,
Mercier, J. & Nicolas, A. (1975): Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts, *Journal of Petrology*, Vol. 16, No. 2, 454-487;

Zhao, G., Cawood, P. A. Wilde, S. A., Lu, L., (2001): High-Pressure Granulites (Retrograded Eclogites) from the Hengshan Complex, North China Craton, *Petrology and Tectonic*

Implications, *Journal of Petrology*, Vol. 42, No. 6, 1141-1170.

Zurbruggen, R., (1996): Crustal genesis and uplift history of the Strona-Ceneri Zone (Southern Alps), Unpublished Ph.D. Thesis, University of Bern, Switzerland.

Zurbruggen, R., Franz, L. and Handy, M. R., (1997): Pre-Variscan deformation, metamorphism and magmatism in the Strona-Ceneri zone (Southern Alps of northern Italy and southern Switzerland), *Schweizerische mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 77: 361-380.

Zurbruggen, R., Kamber, B. S., Handy, M. R. and Nægler, T. F., (1998): Dating synmagmatic folds: a case study of schlingen structures in the Strona-Ceneri zone (Southern Alps, northern Italy), *Journal of Metamorphic Geology* 16: 403-414.

Zusammenfassung

Diese Masterarbeit hat das Ziel eines besseren Verständnisses der metamorphen und geochronologischen Entwicklung des obersten Teils der Ivrea-Verbano-Zone (Monte Cerano, nördliches Italien). Sie beinhaltet eine petrographische und strukturgeologische Kartierung, Geochronologie und petrographische Interpretation mit dem Ziel den oberen Teil dieses gekippten kontinentalen Krustenquerschnitts besser verstehen zu können.

Die Arbeit konzentriert sich auf eine Unterkrustenlinse (Alpe Morello Peridotit) und zahlreiche leukokrate Ganggesteine, die einerseits permisches Alter aufweisen und als Appinite bezeichnet werden und andererseits als ordovizische Ganggesteine klassifiziert werden können. Diese Intrusivgesteine sind in die amphibolit- und granulitfaziellen Umgebungsgesteine intrudiert.

Die geochronologische Charakterisierung dieser Appinite und ordovizischen Ganggesteine erfolgt durch in-situ U/Pb Datierung von Zirkonen mit Hilfe von LA-ICP-MS.

Ziel ist es eine indirekte Alterseinstufung der Platznahme dieses Peridotits zu bekommen und festzustellen welchem Krustenquerschnitt (Ivrea-Verbano-Zone oder Strona-Ceneri-Zone) dieser Körper angehört.

Die ordovizischen Ganggesteine zeigen ein magmatisches Alter von ca. 458 und 495 Ma. Dies führt zur Zuordnung der Biotit-Gneise, die die Rahmengesteine darstellen, zur SCZ.

Es konnte nachgewiesen werden, dass die Peridotite von ehemals granulitfaziellen Metagabbros, die das Rahmengestein des Peridotits bilden, umgeben werden. Diese sprechen für eine Zugehörigkeit der Unterkrustenlinse zur IVZ, da innerhalb der SCZ keine granulitfaziellen Gesteine zu finden sind. Das bedeutet die Grenze zwischen SCZ und IVZ verläuft zwischen Unterkrustenlinse und Biotit-Gneis/Schiefer.

Die Appiniten intrudierten den Peridotit bei ca. 275 Ma. In der Nähe des Peridotits sind Appinite mit sehr ähnlicher Chemie bekannt, die im Biotit-Gneis zu finden sind. Dies bedeutet, die Unterkrustenlinse befand sich zurzeit der Platznahme der Appinite im Kontakt mit dem Biotit-Gneis. Daher ist auch nicht die permische Extension verantwortlich für die Platznahme, sondern ein früheres Ereignis.

This MSc project aims at better describing the metamorphic and geochronological evolution of the uppermost part of the Ivrea-Verbano-Zone (Monte Cerano and Val Strona, northern Italy) and involved petrographic and structural mapping, geochronologic and petrographic interpretation in order to thoroughly describe this attenuated continental crust crosssection.

The work is focused on a suspicious lower-crustal lens and the various leucocratic, so called appinitic, dikes forming different generations (Permian and Ordovician age) of intrusives in the granulite- to amphibolite-facies host rocks. This work includes in-situ U/Pb dating of zircons with LA-MC-ICP-MS.

The final aim is to gain a geochronological model describing the provenance, emplacement and to which crustal section (Ivrea-Verbano-Zone oder Strona-Ceneri-Zone this peridotite body belongs).

The ordovician pegmatites show magmatic ages of ~458 and 495 Ma. This proves that the biotite-schists belong to the SCZ.

The lower-crustal lens includes former granulite-facies metagabbros. This shows that the lower-crustal lens is part of the IVZ, because there are no granulite-facies rocks in the SCZ. These facts are evidences that the border between IVZ and SCZ must be sought between the lower-crustal lens and the biotite-schists.

The comparison of the appinites, that intruded the peridotite, and appinites in the biotite-schists demonstrate that during the Permian extension the lower-crustal lens was already in contact with the biotite-schists. Therefore a structural event before the Permian extension is responsible for the emplacement of the Alpe Morello peridotite body and the surrounding metagabbros,

Anhang

Concordia-Diagramme

Tabelle der Zirkonalter der Ganggesteine der Alpe Morelle

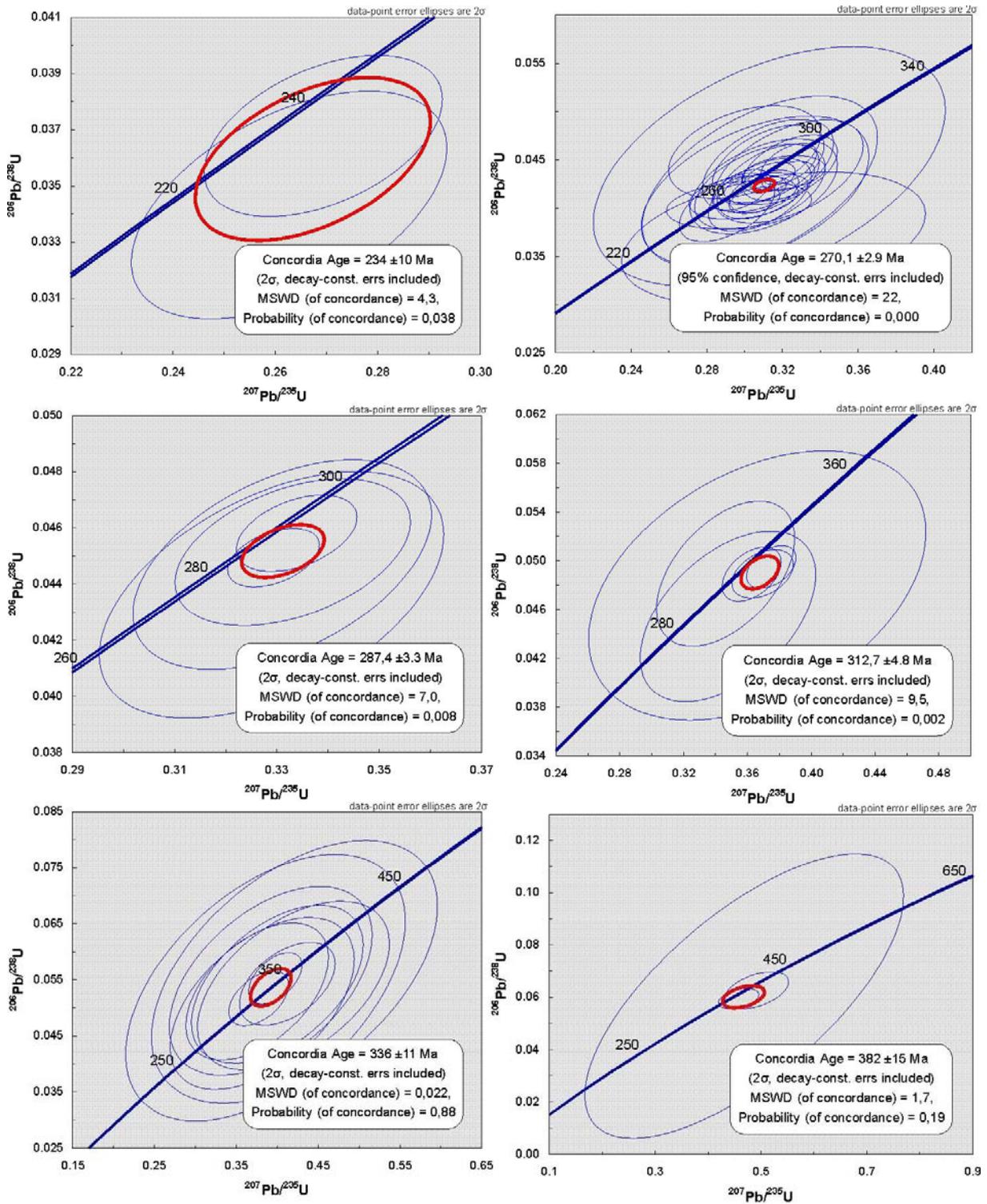
Tabelle der Aufschlüsse der Kartierung

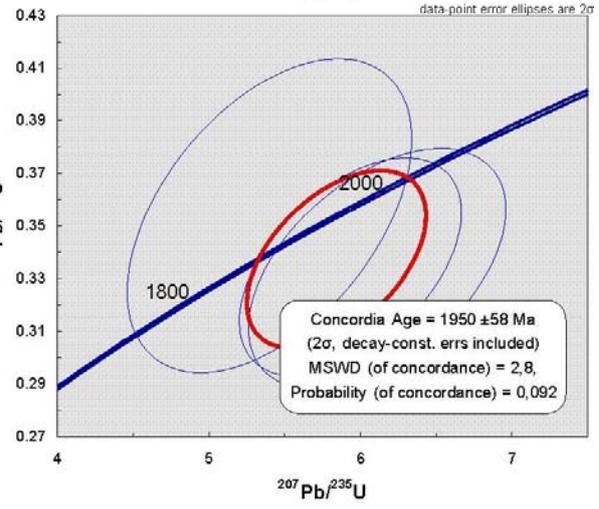
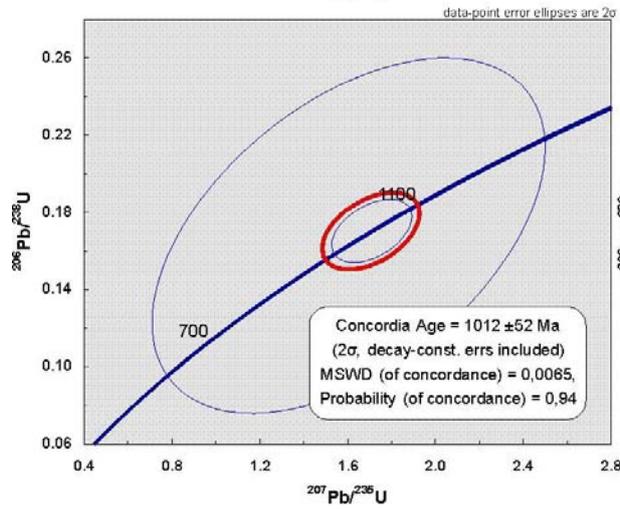
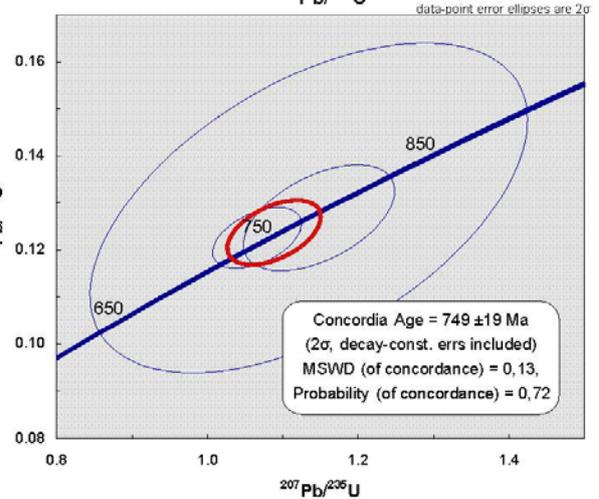
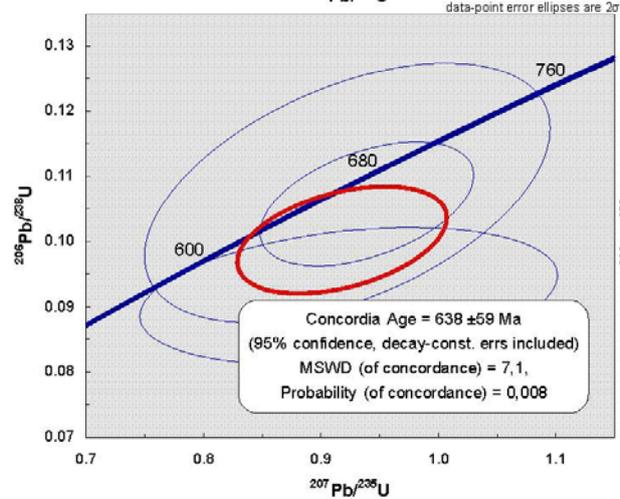
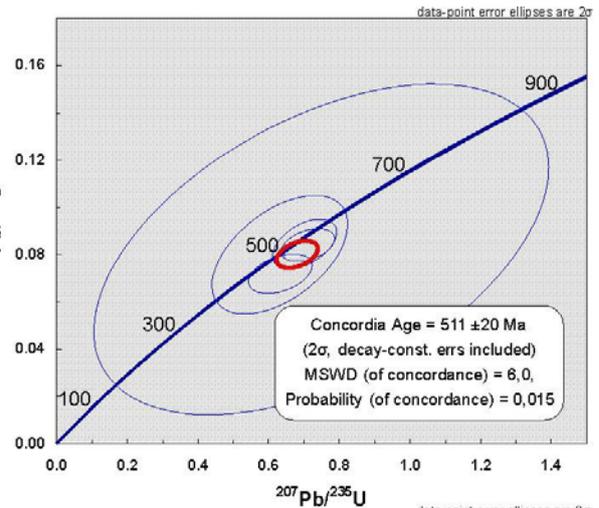
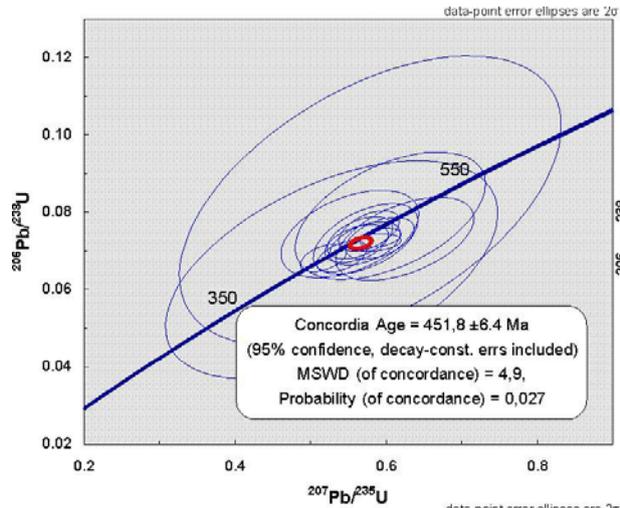
CV

Concordia-Diagramme:

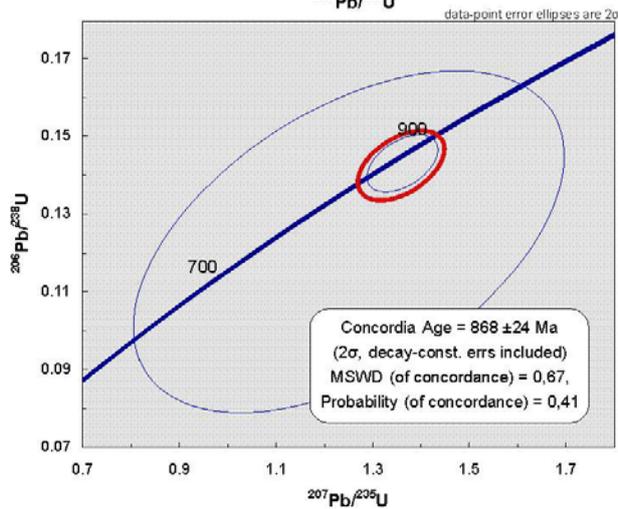
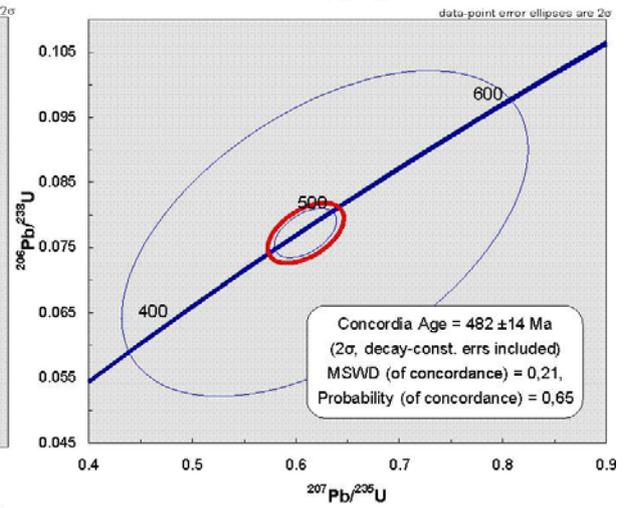
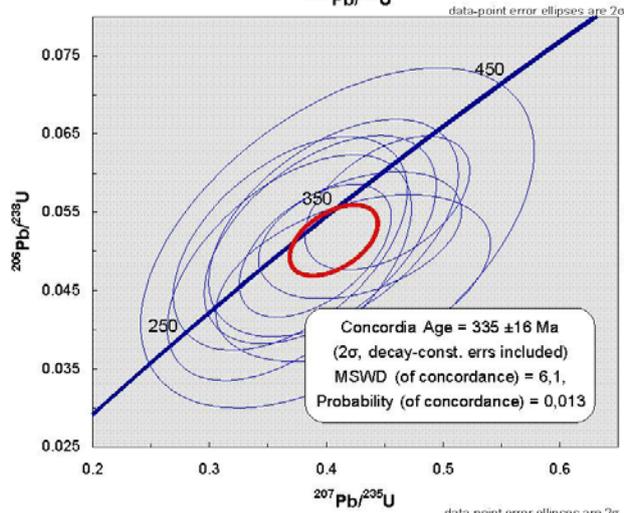
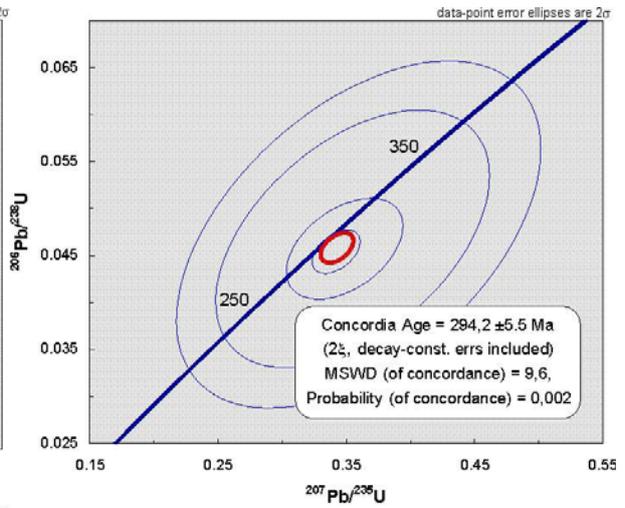
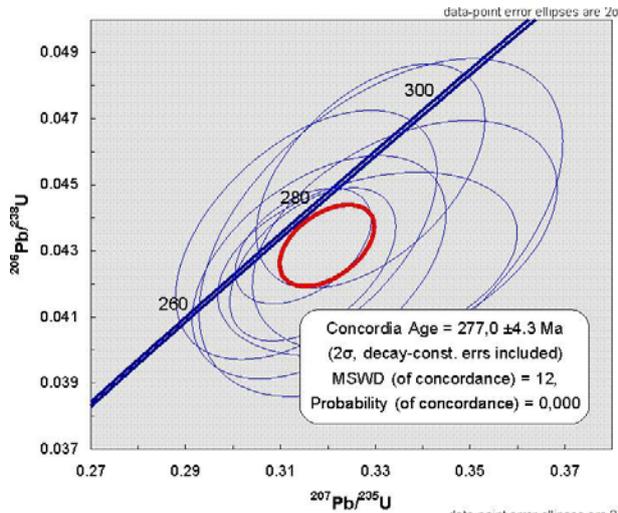
Die Diagramme sind zeitlich geordnet (von jung nach alt). Die Fehler der Datenpunkte sind 2σ Fehler

Probe102/09

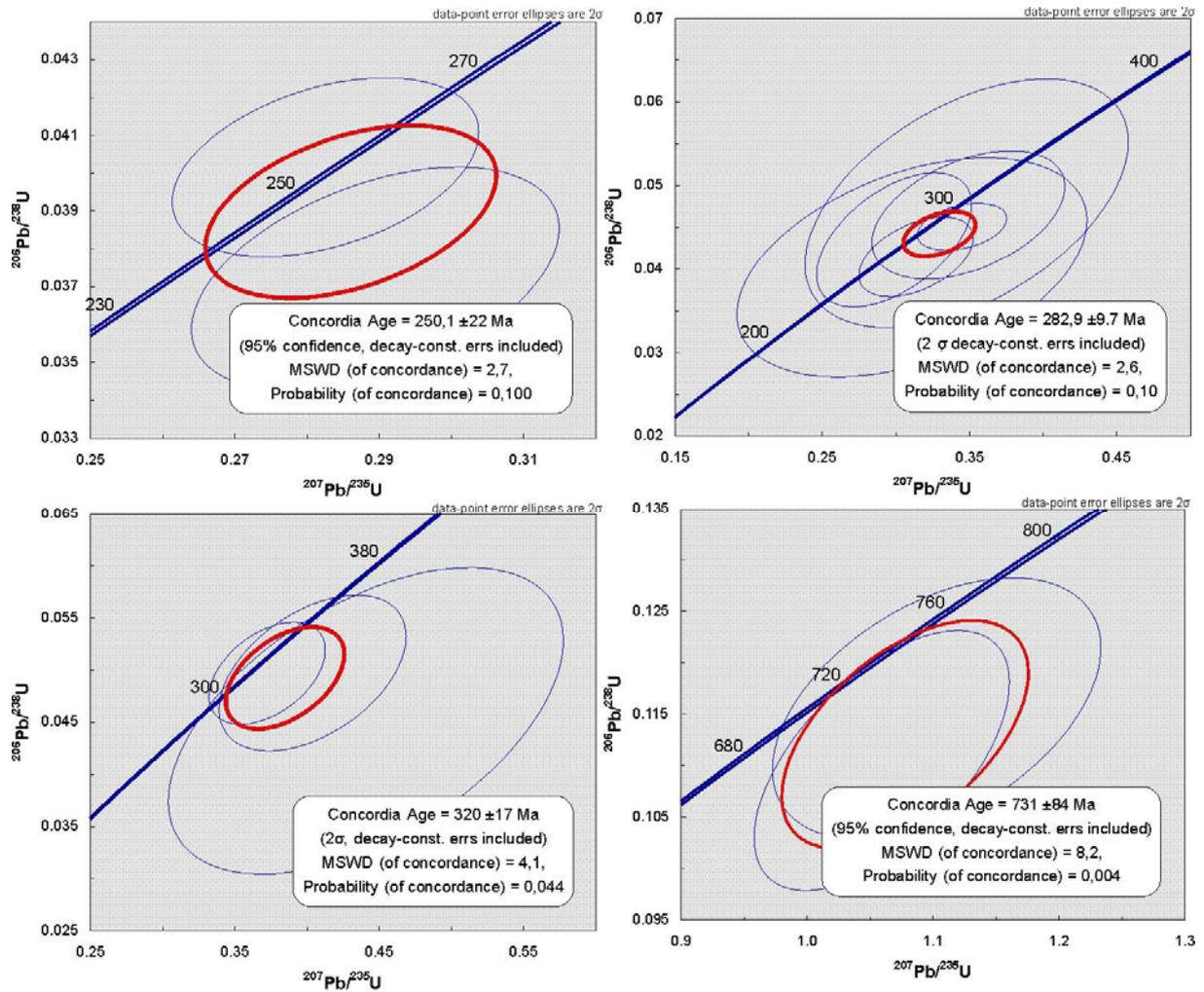




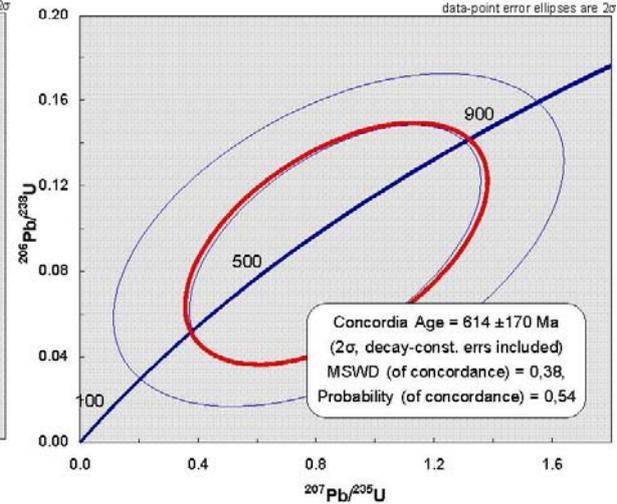
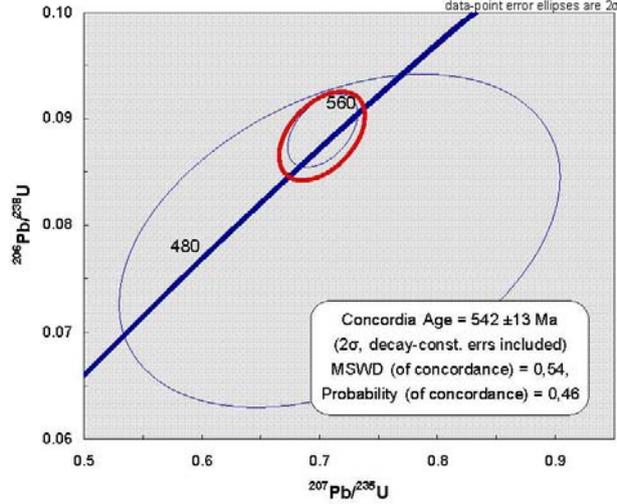
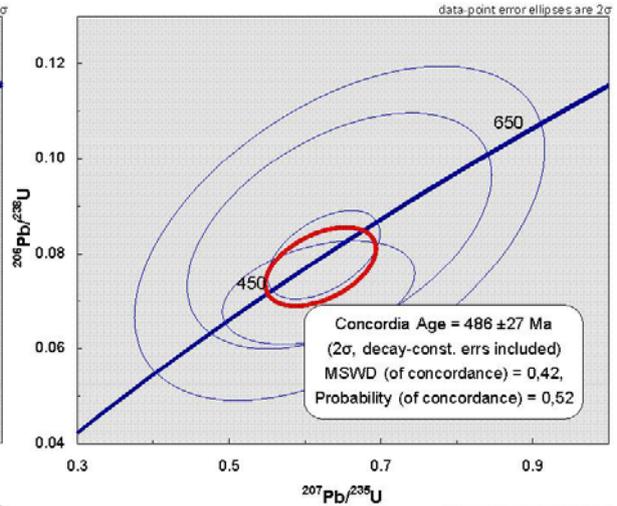
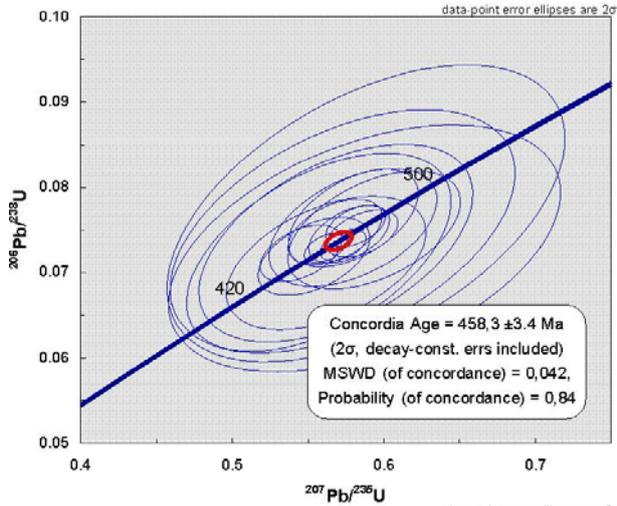
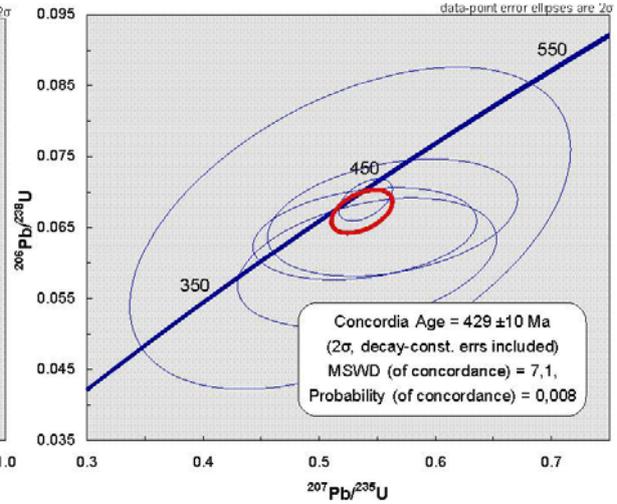
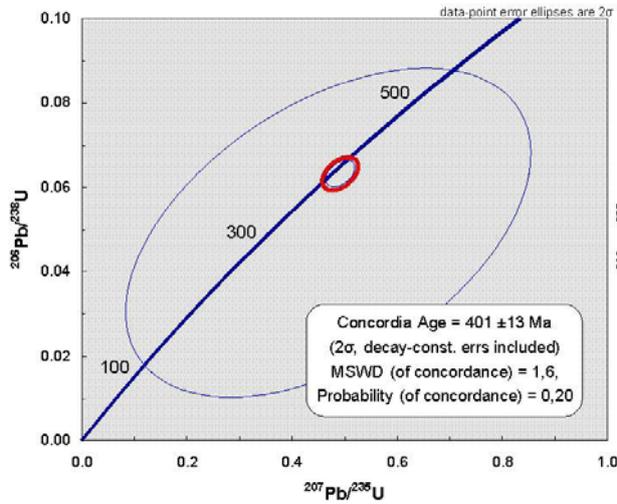
Probe 104/09



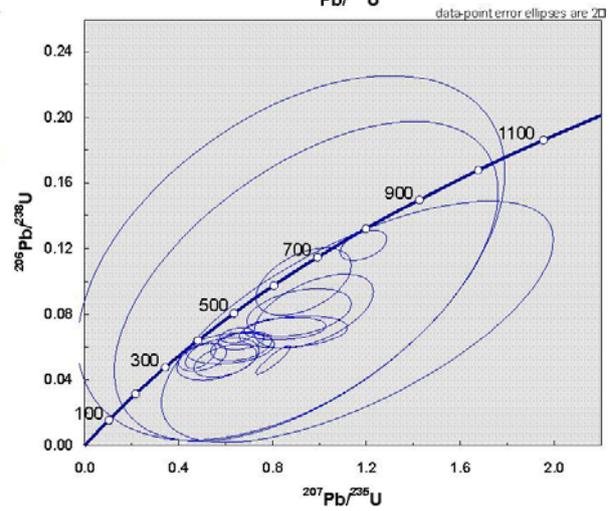
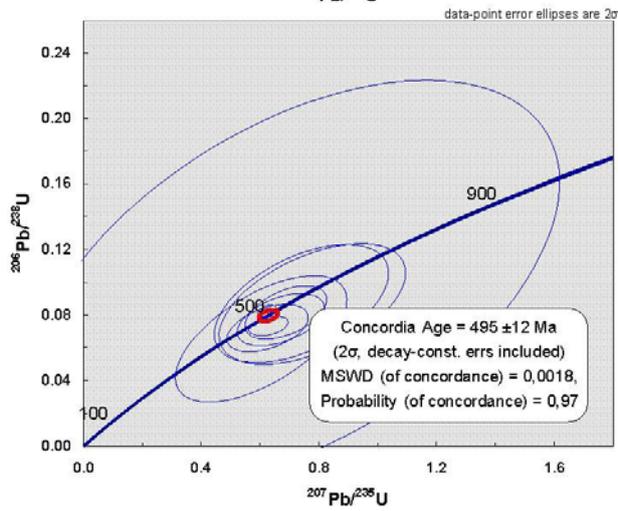
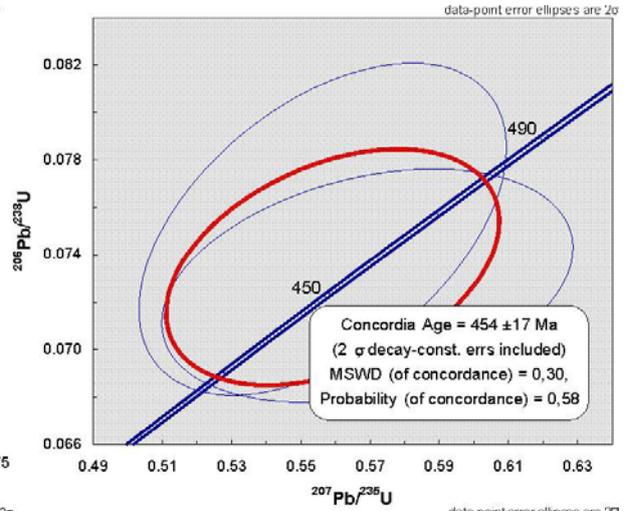
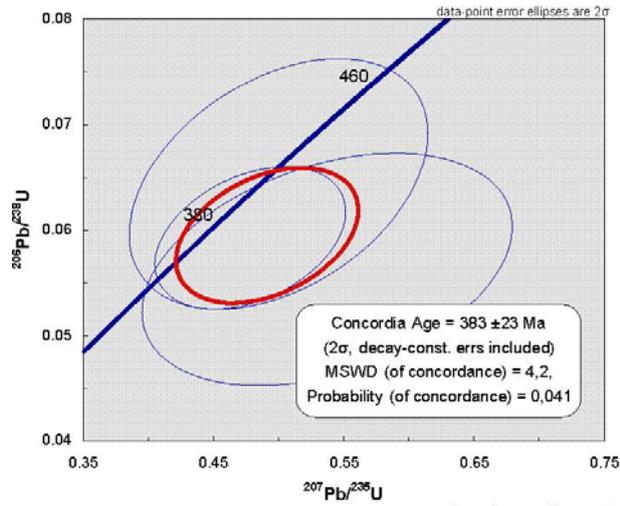
Probe 105/09



Probe 106/09



Probe 107/09



Probe 102/09

blank correctetd intensities [V]					standard corrected ratios								Age±2σ	Nummer	
204Pb	206Pb	207Pb	208Pb	238U	206Pb/204Pb	2RSE (%)	207Pb/235U	2RSE (%)	206Pb/238U	2RSE (%)	Rho	207Pb/206Pb			2RSE (%)
1.3E-06	4.7E-04	2.2E-05	4.7E-04	9.7E-03	n.d.	n.d.	0.26269	9.59	0.03432	9.64	0.50	0.05540	2.05	234±10	100304_1345_0123_0102_09A_40_C
1.2E-06	1.4E-03	6.2E-05	1.4E-03	2.3E-02	1500	2	0.26937	7.06	0.03678	6.38	0.45	0.05340	1.18		100304_1345_0123_0102_09A_18_B
1.1E-06	4.7E-04	2.1E-05	4.7E-04	7.7E-03	n.d.	n.d.	0.29074	7.10	0.04007	7.23	0.51	0.05283	2.42	270,1±2,9	100304_1345_0123_0102_09A_27_B
#DIV/0!	7.6E-05	3.4E-06	7.6E-05	1.3E-03	n.d.	n.d.	0.29702	10.54	0.04033	5.04	0.24	0.05253	9.44		100304_1345_0123_0102_09A_35_A
1.2E-06	9.8E-04	4.3E-05	9.8E-04	1.5E-02	n.d.	n.d.	0.29828	4.25	0.04190	4.15	0.49	0.05221	1.27		100304_1345_0123_0102_09A_16_B
1.0E-06	1.8E-04	8.5E-06	1.8E-04	3.2E-03	87	23	0.29928	7.87	0.04112	4.57	0.29	0.05247	5.72		100304_1345_0123_0102_09A_35_B
3.4E-06	2.2E-03	1.2E-04	2.2E-03	3.9E-02	1112	9	0.30005	10.96	0.04582	8.54	0.39	0.04745	7.33		100313_1344_0122_09_B_03_A
1.0E-06	1.1E-04	5.0E-06	1.1E-04	1.8E-03	n.d.	n.d.	0.30391	4.88	0.04203	2.85	0.29	0.05256	4.31		100304_1345_0123_0102_09A_33_B
#DIV/0!	2.7E-04	1.3E-05	2.7E-04	4.7E-03	n.d.	n.d.	0.30519	3.60	0.04081	2.77	0.39	0.05441	2.17		100304_1345_0123_0102_09A_12_B
#DIV/0!	3.1E-04	1.4E-05	3.1E-04	5.1E-03	n.d.	n.d.	0.30550	16.09	0.04177	15.18	0.47	0.05329	3.53		100304_1345_0123_0102_09A_26_A
#DIV/0!	5.1E-04	2.3E-05	5.1E-04	8.4E-03	n.d.	n.d.	0.30793	7.22	0.04139	7.49	0.52	0.05305	2.01		100304_1345_0123_0102_09A_21_A
#DIV/0!	1.3E-03	6.1E-05	1.3E-03	2.2E-02	n.d.	n.d.	0.30802	16.49	0.04273	16.98	0.51	0.05219	2.02		100305_1352_0131_102_09C_07_A
#DIV/0!	6.0E-04	2.8E-05	6.0E-04	1.1E-02	n.d.	n.d.	0.30810	9.16	0.04220	8.57	0.47	0.05277	1.79		100305_1352_0131_102_09C_03_A
1.0E-06	2.1E-04	9.7E-06	2.1E-04	3.4E-03	n.d.	n.d.	0.31006	10.26	0.04225	9.54	0.46	0.05385	3.89		100304_1345_0123_0102_09A_31_A
#DIV/0!	4.9E-04	2.2E-05	4.9E-04	7.8E-03	n.d.	n.d.	0.31015	4.83	0.04173	4.33	0.45	0.05370	2.50		100304_1345_0123_0102_09A_25_B
1.2E-06	1.7E-04	7.7E-06	1.7E-04	2.6E-03	126	3	0.31122	5.81	0.04202	3.18	0.27	0.05358	4.43		100304_1345_0123_0102_09A_19_A
#DIV/0!	2.1E-04	9.5E-06	2.1E-04	3.3E-03	n.d.	n.d.	0.31222	9.07	0.04439	8.86	0.49	0.05172	3.91		100304_1345_0123_0102_09A_11_A
1.3E-06	3.2E-03	1.4E-04	3.2E-03	4.8E-02	5214	4	0.31237	7.74	0.04449	7.53	0.49	0.05092	0.79		100304_1345_0123_0102_09A_04_B
1.2E-06	1.1E-03	4.8E-05	1.1E-03	1.7E-02	n.d.	n.d.	0.31242	7.05	0.04276	7.39	0.52	0.05306	1.22		100304_1345_0123_0102_09A_17_C
#DIV/0!	2.7E-04	1.2E-05	2.7E-04	4.4E-03	n.d.	n.d.	0.31302	24.28	0.04435	22.86	0.47	0.05178	3.34		100304_1345_0123_0102_09A_27_A
#DIV/0!	4.6E-04	2.1E-05	4.6E-04	7.1E-03	n.d.	n.d.	0.31317	3.56	0.04317	2.96	0.42	0.05316	1.79		100304_1345_0123_0102_09A_14_B
1.7E-06	9.2E-04	5.8E-05	9.2E-04	2.0E-02	1045	17	0.31527	20.80	0.03692	15.13	0.36	0.05940	10.23		100313_1344_0122_09_B_02_A
#DIV/0!	3.0E-04	1.3E-05	3.0E-04	4.3E-03	n.d.	n.d.	0.32057	5.61	0.04368	3.31	0.30	0.05279	3.83	100303_1345_0123_0102_09A_01_C	
1.3E-06	8.9E-04	4.0E-05	8.9E-04	1.4E-02	1698	6	0.32302	10.00	0.04380	9.96	0.50	0.05248	1.71	100304_1345_0123_0102_09A_33_A	
1.4E-06	3.5E-04	1.7E-05	3.5E-04	5.6E-03	n.d.	n.d.	0.32306	3.53	0.04334	2.87	0.41	0.05433	1.99	100304_1345_0123_0102_09A_15_A	
#DIV/0!	1.6E-03	7.1E-05	1.6E-03	2.4E-02	n.d.	n.d.	0.32326	3.75	0.04458	3.90	0.52	0.05222	1.02	100304_1345_0123_0102_09A_07_A	
#DIV/0!	6.3E-04	2.9E-05	6.3E-04	1.0E-02	n.d.	n.d.	0.32368	6.38	0.04420	6.28	0.49	0.05361	1.49	100304_1345_0123_0102_09A_05_A	
#DIV/0!	2.9E-04	1.3E-05	2.9E-04	4.6E-03	n.d.	n.d.	0.32893	8.36	0.04361	8.22	0.49	0.05367	1.89	100304_1345_0123_0102_09A_34_A	
1.2E-06	6.7E-04	3.0E-05	6.7E-04	1.0E-02	514	1	0.32933	2.22	0.04494	1.89	0.43	0.05358	1.45	100304_1345_0123_0102_09A_12_A	
1.1E-06	8.9E-04	4.0E-05	8.9E-04	1.3E-02	n.d.	n.d.	0.33102	7.21	0.04469	6.82	0.47	0.05359	2.12	100304_1345_0123_0102_09A_22_B	
#DIV/0!	3.7E-04	1.6E-05	3.7E-04	4.8E-03	n.d.	n.d.	0.33308	5.64	0.04513	4.73	0.42	0.05281	2.99	100303_1345_0123_0102_09A_02_B	
1.4E-06	1.6E-03	7.5E-05	1.6E-03	2.4E-02	1746	2	0.33385	2.89	0.04581	2.43	0.42	0.05217	1.68	100304_1345_0123_0102_09A_34_B	
1.5E-06	2.7E-03	1.2E-04	2.7E-03	4.0E-02	3058	3	0.34628	10.22	0.04894	9.95	0.49	0.05148	1.20	100305_1352_0131_102_09C_01_D	
#DIV/0!	1.7E-04	7.8E-06	1.7E-04	2.8E-03	n.d.	n.d.	0.34774	12.92	0.04542	12.57	0.49	0.05568	3.88	100304_1345_0123_0102_09A_37_A	

Probe 102/09

#DIV/0!	6.3E-04	3.0E-05	6.3E-04	8.8E-03	n.d.	n.d.	0.36261	4.17	0.04890	3.71	0.45	0.05354	1.50	312,7±4,8	100304_1345_0123_0102_09A_06_B
#DIV/0!	2.9E-04	1.4E-05	2.9E-04	3.7E-03	n.d.	n.d.	0.36615	23.59	0.04796	18.80	0.40	0.05450	6.98		100304_1345_0123_0102_09A_33_C
1.3E-06	1.3E-03	5.6E-05	1.3E-03	1.6E-02	1160	7	0.36958	4.26	0.04892	3.30	0.39	0.05425	2.12		100303_1345_0123_0102_09A_01_B
1.1E-06	5.5E-04	2.6E-05	5.5E-04	7.5E-03	n.d.	n.d.	0.37490	3.38	0.04949	2.89	0.43	0.05478	2.04		100304_1345_0123_0102_09A_14_A
#DIV/0!	1.4E-03	6.4E-05	1.4E-03	2.1E-02	n.d.	n.d.	0.37556	18.94	0.05293	18.84	0.50	0.05163	1.52	336±11	100305_1352_0131_102_09C_02_A
1.4E-06	8.1E-04	3.8E-05	8.1E-04	1.1E-02	n.d.	n.d.	0.37742	7.92	0.05169	7.67	0.48	0.05361	1.85		100304_1345_0123_0102_09A_10_A
1.1E-06	7.3E-04	3.4E-05	7.3E-04	1.2E-02	847	0	0.38162	24.07	0.05077	24.65	0.51	0.05373	1.87		100305_1352_0131_102_09C_04_A
1.4E-06	3.6E-03	1.6E-04	3.6E-03	4.5E-02	3811	5	0.38560	36.23	0.05358	36.23	0.50	0.05238	0.83		100304_1345_0123_0102_09A_03_B
1.3E-06	3.8E-03	1.7E-04	3.8E-03	4.4E-02	4922	6	0.39198	25.85	0.05479	25.09	0.49	0.05188	0.98		100304_1345_0123_0102_09A_09_A
1.2E-06	1.8E-03	8.4E-05	1.8E-03	2.2E-02	3630	3	0.39766	6.71	0.05527	6.79	0.51	0.05190	1.77		100304_1345_0123_0102_09A_08_A
#DIV/0!	6.0E-04	2.8E-05	6.0E-04	8.5E-03	n.d.	n.d.	0.40009	21.43	0.05422	21.17	0.49	0.05353	1.67		100304_1345_0123_0102_09A_08_B
1.1E-06	1.4E-03	6.8E-05	1.4E-03	1.7E-02	1675	5	0.41233	11.58	0.05429	11.14	0.48	0.05542	2.71		100305_1352_0131_102_09C_09_A
1.2E-06	4.7E-04	2.3E-05	4.7E-04	5.7E-03	n.d.	n.d.	0.41981	22.83	0.05395	22.76	0.50	0.05624	2.96		100304_1345_0123_0102_09A_10_C
1.4E-06	1.0E-03	4.7E-05	1.0E-03	1.4E-02	n.d.	n.d.	0.42123	33.91	0.05642	33.88	0.50	0.05394	1.66		100304_1345_0123_0102_09A_28_B
1.2E-06	7.2E-04	3.2E-05	7.2E-04	7.6E-03	1382	10	0.45768	6.80	0.05944	5.38	0.40	0.05473	3.04	382±15	100303_1345_0123_0102_09A_02_C
1.4E-06	3.5E-03	1.7E-04	3.5E-03	4.1E-02	2292	115	0.46835	52.51	0.06048	73.43	0.70	0.05474	9.39		100305_1352_0131_102_09C_10_A
3.2E-06	3.2E-03	1.9E-04	3.2E-03	4.1E-02	1223	22	0.49146	10.08	0.06259	9.27	0.46	0.05778	3.81		100313_1344_0122_09_B_01_A
1.6E-06	3.0E-03	1.4E-04	3.0E-03	3.3E-02	1631	23	0.51706	4.80	0.06813	4.31	0.45	0.05509	0.99	451,8±6,4	100305_1352_0131_102_09C_01_C
2.8E-06	1.0E-03	6.1E-05	1.0E-03	2.1E-02	857	13	0.52790	33.99	0.06508	35.35	0.52	0.05730	10.42		100313_1344_0122_09_B_04_A
1.4E-06	3.1E-03	1.5E-04	3.1E-03	3.0E-02	2431	4	0.54113	5.01	0.06854	4.93	0.49	0.05729	1.18		100304_1345_0123_0102_09A_29_A
1.5E-06	4.0E-03	1.9E-04	4.0E-03	4.0E-02	3102	28	0.55201	13.51	0.07435	12.43	0.46	0.05552	1.56		100305_1352_0131_102_09C_01_A
1.5E-06	6.5E-04	3.1E-05	6.5E-04	6.8E-03	81	19	0.56080	6.11	0.07187	5.62	0.46	0.05655	1.55		100304_1345_0123_0102_09A_09_B
1.1E-06	1.5E-03	7.3E-05	1.5E-03	1.5E-02	1396	2	0.56514	6.25	0.07338	6.05	0.48	0.05594	0.73		100305_1352_0131_102_09C_05_A
1.2E-06	4.2E-04	2.1E-05	4.2E-04	4.1E-03	n.d.	n.d.	0.57181	6.70	0.07191	6.38	0.48	0.05824	2.52		100304_1345_0123_0102_09A_03_A
#DIV/0!	5.1E-04	2.6E-05	5.1E-04	5.2E-03	n.d.	n.d.	0.57278	9.87	0.07308	10.21	0.52	0.05725	1.64		100305_1352_0131_102_09C_10_B
1.2E-06	2.5E-03	1.2E-04	2.5E-03	2.4E-02	2822	1	0.57746	5.66	0.07519	5.65	0.50	0.05530	0.90		100305_1352_0131_102_09C_05_B
1.9E-06	7.7E-04	5.1E-05	7.7E-04	1.0E-02	507	19	0.57903	35.63	0.08297	36.85	0.52	0.05275	9.33		100313_1344_0122_09_B_06_A
#DIV/0!	1.9E-04	9.7E-06	1.9E-04	1.9E-03	n.d.	n.d.	0.58504	4.84	0.07219	2.58	0.27	0.05888	3.89		100305_1352_0131_102_09C_01_B
1.2E-06	7.7E-04	3.8E-05	7.7E-04	6.5E-03	830	1	0.59156	6.28	0.07323	6.01	0.48	0.05854	1.22		100304_1345_0123_0102_09A_18_A
1.4E-06	4.6E-04	2.1E-05	4.6E-04	3.9E-03	n.d.	n.d.	0.59218	3.77	0.07343	2.68	0.35	0.05758	2.88		100303_1345_0123_0102_09A_02_A
2.1E-06	1.0E-03	5.1E-05	1.0E-03	1.0E-02	n.d.	n.d.	0.60546	16.97	0.07904	17.03	0.50	0.05598	1.23		100305_1352_0131_102_09C_06_A
1.5E-06	6.1E-04	3.2E-05	6.1E-04	5.1E-03	n.d.	n.d.	0.62462	11.96	0.07307	12.04	0.50	0.06168	1.64		100304_1345_0123_0102_09A_24_A
#DIV/0!	3.8E-04	1.9E-05	3.8E-04	3.9E-03	n.d.	n.d.	0.63167	24.85	0.07994	25.69	0.52	0.05748	2.36	511±20	100305_1352_0131_102_09C_04_B
2.7E-06	1.1E-03	6.9E-05	1.1E-03	1.2E-02	671	17	0.63335	11.62	0.07187	9.48	0.41	0.06200	11.24		100313_1344_0122_09_B_01_B
#DIV/0!	3.5E-04	1.8E-05	3.5E-04	2.8E-03	n.d.	n.d.	0.70147	10.59	0.08447	10.24	0.48	0.06007	3.08		100304_1345_0123_0102_09A_28_A
1.4E-06	1.2E-04	6.2E-06	1.2E-04	9.6E-04	n.d.	n.d.	0.71079	8.73	0.08400	6.78	0.39	0.06089	4.77		100304_1345_0123_0102_09A_22_A
1.1E-06	1.2E-04	8.7E-06	1.2E-04	1.5E-03	1253	8	0.74890	70.24	0.08221	69.58	0.50	0.08271	10.69		100304_1345_0123_0102_09A_40_B

Probe 102/09

1.1E-06	3.6E-04	2.0E-05	3.6E-04	2.4E-03	539	2	0.92238	15.29	0.10748	15.09	0.49	0.06158	2.07	638±59	100304_1345_0123_0102_09A_10_B
1.2E-06	5.1E-04	3.2E-05	5.1E-04	4.2E-03	453	2	0.92362	15.73	0.09166	9.33	0.30	0.07264	7.38		100305_1352_0131_102_09C_02_B
1.0E-06	3.6E-04	2.0E-05	3.6E-04	2.2E-03	176	4	0.93901	7.91	0.10575	7.34	0.46	0.06601	2.62		100304_1345_0123_0102_09A_30_A
1.2E-06	1.2E-03	6.3E-05	1.2E-03	6.9E-03	1893	1	1.06586	4.52	0.12257	4.30	0.48	0.06291	0.88	749±19	100304_1345_0123_0102_09A_06_A
1.3E-06	1.7E-03	9.2E-05	1.7E-03	1.1E-02	2159	8	1.13441	20.90	0.12896	22.22	0.53	0.06298	0.89		100304_1345_0123_0102_09A_17_B
1.1E-06	5.7E-04	3.2E-05	5.7E-04	3.1E-03	n.d.	n.d.	1.14809	7.14	0.12686	7.25	0.51	0.06570	1.15		100304_1345_0123_0102_09A_13_A
1.2E-06	8.6E-04	4.9E-05	8.6E-04	5.9E-03	-438	-27	1.60513	45.51	0.16794	44.79	0.49	0.06846	4.31	1012±52	100305_1352_0131_102_09C_07_B
#DIV/0!	3.9E-04	2.5E-05	3.9E-04	1.7E-03	n.d.	n.d.	1.71059	8.70	0.17036	7.87	0.45	0.07300	1.98		100305_1352_0131_102_09C_07_C
1.2E-06	3.0E-03	2.9E-04	3.0E-03	6.0E-03	5138	13	5.39925	14.20	0.35398	13.77	0.49	0.11091	1.82	1950±58	100304_1345_0123_0102_09A_04_A
1.5E-06	2.8E-04	3.1E-05	2.8E-04	6.3E-04	40	5	5.93287	10.09	0.33447	10.13	0.50	0.12837	1.80		100304_1345_0123_0102_09A_25_A
#DIV/0!	2.8E-04	3.1E-05	2.8E-04	6.1E-04	n.d.	n.d.	6.10973	11.36	0.33379	11.18	0.49	0.12916	1.61		100304_1345_0123_0102_09A_40_A
Diskordant															
3.6E-06	3.1E-04	1.5E-05	3.1E-04	3.8E-03	n.d.	n.d.	0.30640	70.48	0.04069	60.58	0.43	0.05479	6.47		100304_1345_0123_0102_09A_20_A
2.1E-06	1.1E-03	5.6E-05	1.1E-03	1.4E-02	343	66	0.51663	9.43	0.05165	5.27	0.28	0.07386	8.82		100304_1345_0123_0102_09A_29_B
1.2E-06	1.0E-03	6.1E-05	1.0E-03	5.4E-03	n.d.	n.d.	1.27443	5.06	0.13260	4.82	0.48	0.06972	1.36		100304_1345_0123_0102_09A_16_A
1.4E-06	6.9E-04	4.2E-05	6.9E-04	3.6E-03	n.d.	n.d.	1.34520	3.84	0.13220	3.87	0.50	0.07378	1.18		100304_1345_0123_0102_09A_23_A
1.2E-06	1.3E-03	7.9E-05	1.3E-03	6.2E-03	n.d.	n.d.	1.37776	5.89	0.14553	5.73	0.49	0.06975	1.03		100304_1345_0123_0102_09A_30_B
9.5E-07	4.7E-04	3.9E-05	4.7E-04	1.6E-03	n.d.	n.d.	2.85019	5.64	0.21209	5.53	0.49	0.09736	1.41		100304_1345_0123_0102_09A_32_A

Probe 104/09

blank correctetd intensities [V]					standard corrected ratios								Age±2σ		
204Pb	206Pb	207Pb	208Pb	238U	206Pb/20 4Pb	2RSE (%)	207Pb/23 5U	2RSE (%)	206Pb/23 8U	2RSE (%)	Rho	207Pb/20 6Pb		2RSE (%)	
1.2E-06	1.7E-03	8.4E-05	1.7E-03	3.1E-02	4.10E+03	3.61	0.31479	3.72	0.04315	3.32	0.45	0.05320	1.06	277±4 Ma	100309_1353_0132_104_09_A_002_A
1.2E-06	2.2E-03	1.1E-04	2.2E-03	4.1E-02	2.48E+03	4.65	0.31545	7.14	0.04349	7.09	0.50	0.05251	1.21		100309_1353_0132_104_09_A_014_A
1.4E-06	2.2E-03	1.1E-04	2.2E-03	4.1E-02	1.70E+03	5.68	0.31681	4.52	0.04259	4.43	0.49	0.05414	0.99		100309_1353_0132_104_09_A_027_A
9.5E-07	3.6E-04	1.8E-05	3.6E-04	7.3E-03	1.08E+03	1.75	0.31814	6.88	0.04251	6.49	0.47	0.05408	2.64		100309_1353_0132_104_09_A_014_C
1.1E-06	1.1E-04	5.7E-06	1.1E-04	2.0E-03	n.d.	n.d.	0.32834	7.87	0.04260	5.33	0.34	0.05661	5.47		100309_1353_0132_104_09_A_006_A
1.3E-06	2.9E-03	1.4E-04	2.9E-03	5.2E-02	2.49E+03	2.60	0.32902	5.99	0.04526	6.12	0.51	0.05239	0.85		100309_1353_0132_104_09_A_025_A
1.2E-06	1.1E-03	5.7E-05	1.1E-03	2.1E-02	1.45E+03	2.13	0.33120	9.47	0.04371	9.55	0.50	0.05461	1.41		100309_1353_0132_104_09_A_024_A
1.1E-06	2.9E-04	1.6E-05	2.9E-04	5.6E-03	2.43E+02	1.29	0.33624	7.81	0.04345	6.57	0.42	0.05558	2.58		100309_1353_0132_104_09_A_017_A
1.6E-06	1.7E-03	8.5E-05	1.7E-03	2.9E-02	1.63E+03	2.14	0.34202	4.48	0.04542	4.16	0.46	0.05389	1.39	294±5 Ma	100309_1353_0132_104_09_A_019_C
1.3E-06	2.6E-03	1.3E-04	2.6E-03	4.5E-02	2.66E+03	3.27	0.34227	3.09	0.04603	2.89	0.47	0.05406	0.79		100309_1353_0132_104_09_A_010_A
1.1E-06	2.6E-03	1.3E-04	2.6E-03	4.6E-02	3.31E+03	6.29	0.34859	10.65	0.04572	9.59	0.45	0.05424	1.74		100309_1353_0132_104_09_A_023_A
1.5E-06	2.3E-03	1.1E-04	2.3E-03	4.5E-02	7.13E+03	2.06	0.35482	24.57	0.04677	23.95	0.49	0.05148	0.77		100309_1353_0132_104_09_A_004_B
1.4E-06	1.6E-04	8.9E-06	1.6E-04	3.2E-03	2.20E+02	2.20	0.35957	32.28	0.04724	31.94	0.49	0.05397	6.44		100309_1353_0132_104_09_A_009_B

Probe 104/09

1.7E-06	2.0E-03	1.1E-04	2.0E-03	3.8E-02	1.33E+03	11.19	0.36848	23.18	0.04792	24.60	0.53	0.05620	2.76	335±16 Ma	100309_1353_0132_104_09_A_007_A
1.2E-06	1.2E-03	6.2E-05	1.2E-03	2.3E-02	n.d.	n.d.	0.36931	22.15	0.05101	21.85	0.49	0.05270	1.14		100309_1353_0132_104_09_A_019_A
1.2E-06	2.2E-03	1.2E-04	2.2E-03	3.8E-02	2.09E+03	7.78	0.39056	13.61	0.05008	13.81	0.51	0.05655	1.40		100309_1353_0132_104_09_A_015_A
1.8E-06	1.4E-03	7.4E-05	1.4E-03	2.4E-02	1.93E+03	3.91	0.39489	20.53	0.05151	21.08	0.51	0.05487	1.85		100309_1353_0132_104_09_A_012_A
1.2E-06	2.1E-04	1.1E-05	2.1E-04	4.0E-03	1.74E+02	3.12	0.40617	21.50	0.05300	21.40	0.50	0.05699	4.39		100309_1353_0132_104_09_A_014_B
1.0E-06	4.7E-04	2.5E-05	4.7E-04	8.3E-03	4.26E+02	5.52	0.40958	33.60	0.05174	34.33	0.51	0.05785	4.04		100309_1353_0132_104_09_A_023_B
2.0E-06	2.2E-03	1.3E-04	2.2E-03	3.7E-02	1.11E+03	52.75	0.42297	22.71	0.04658	18.69	0.41	0.06546	12.29		100309_1353_0132_104_09_A_003_A
1.6E-06	2.7E-03	1.4E-04	2.7E-03	4.7E-02	2.48E+03	14.70	0.42891	16.56	0.05207	12.70	0.38	0.05976	4.55		100309_1353_0132_104_09_A_004_A
1.6E-06	4.5E-04	2.5E-05	4.5E-04	6.3E-03	n.d.	n.d.	0.45224	12.75	0.05615	12.46	0.49	0.05771	3.11		100309_1353_0132_104_09_A_024_B
1.0E-06	2.8E-03	1.5E-04	2.8E-03	2.8E-02	3.21E+03	2.21	0.60924	4.03	0.07721	4.00	0.50	0.05720	0.58		482±14 Ma
2.1E-06	7.7E-04	4.3E-05	7.7E-04	8.9E-03	4.83E+02	0.60	0.62812	25.55	0.07719	26.48	0.52	0.06054	2.77	100309_1353_0132_104_09_A_005_B	
1.2E-06	1.8E-04	1.2E-05	1.8E-04	1.3E-03	n.d.	n.d.	1.25037	29.13	0.12290	29.22	0.50	0.07037	4.31	868±24 Ma	100309_1353_0132_104_09_A_017_B
#DIV/0!	9.1E-04	6.1E-05	9.1E-04	5.2E-03	n.d.	n.d.	1.36133	4.40	0.14301	4.18	0.48	0.06844	1.28	100309_1353_0132_104_09_A_010_B	
Diskordant:															
1.2E-06	2.0E-03	1.0E-04	2.0E-03	3.4E-02	1651	14	0.36774	3.93	0.04573	2.90	0.37	0.05802	2.55		100309_1353_0132_104_09_A_001_A
1.1E-06	2.7E-04	1.5E-05	2.7E-04	4.8E-03	235	1	0.39372	7.56	0.04390	4.81	0.32	0.06474	5.77		100309_1353_0132_104_09_A_019_B
2.0E-06	1.4E-03	8.6E-05	1.4E-03	2.8E-02	1419	5	0.38105	8.73	0.04248	8.78	0.50	0.06425	1.67		100309_1353_0132_104_09_A_009_A
1.4E-06	1.6E-04	9.5E-06	1.6E-04	2.0E-03	n.d.	n.d.	0.51927	13.47	0.05983	10.94	0.41	0.06376	6.48		100309_1353_0132_104_09_A_015_B

Probe 105/09

blank correctetd intensities [V]					standard corrected ratios								Age±2σ		
204Pb	206Pb	207Pb	208Pb	238U	206Pb/204Pb	2RSE (%)	207Pb/235U	2RSE (%)	206Pb/238U	2RSE (%)	Rho	207Pb/206Pb			2RSE (%)
1.5E-06	3.2E-04	1.8E-05	3.2E-04	7.0E-03	n.d.	n.d.	0.28254	6.14	0.04016	4.80	0.39	0.05160	2.31	250±22 Ma	100318_1357_0136_105_09_18_C
#DIV/0!	8.9E-05	5.4E-06	8.9E-05	2.2E-03	n.d.	n.d.	0.28945	7.18	0.03721	6.49	0.45	0.05603	4.89		100318_1357_0136_105_09_17_B
1.6E-06	1.9E-03	1.1E-04	1.9E-03	3.9E-02	n.d.	n.d.	0.29878	14.40	0.04347	15.07	0.52	0.04931	1.50	282±9 Ma	100318_1357_0136_105_09_12_B
2.5E-06	2.1E-05	2.0E-06	2.1E-05	5.3E-04	n.d.	n.d.	0.31086	31.23	0.04018	26.69	0.43	0.06041	16.66		100318_1357_0136_105_09_04_C
9.0E-07	8.2E-04	4.1E-05	8.2E-04	1.4E-02	934	3	0.31373	10.10	0.04146	9.39	0.46	0.05402	2.10		100305_1356_0136_105_09_07_B
1.2E-06	3.1E-04	1.6E-05	3.1E-04	5.1E-03	388	3	0.34494	7.20	0.04505	5.09	0.35	0.05660	5.32		100305_1356_0136_105_09_06_A
#DIV/0!	3.8E-04	2.2E-05	3.8E-04	8.1E-03	n.d.	n.d.	0.34805	25.76	0.04787	25.41	0.49	0.05373	3.16		100318_1357_0136_105_09_18_A
#DIV/0!	7.0E-05	3.7E-06	7.0E-05	1.2E-03	n.d.	n.d.	0.34920	15.33	0.04648	13.48	0.44	0.05553	10.80		100305_1356_0136_105_09_01_C
1.0E-06	1.8E-04	8.6E-06	1.8E-04	2.7E-03	218	2	0.37256	8.82	0.04969	8.06	0.46	0.05488	4.00	320±17 Ma	100305_1356_0136_105_09_01_A
1.0E-06	2.4E-04	1.3E-05	2.4E-04	3.6E-03	n.d.	n.d.	0.40398	13.09	0.04972	12.28	0.47	0.05667	7.71		100305_1356_0136_105_09_01_B
1.2E-06	2.9E-04	1.7E-05	2.9E-04	5.0E-03	215	4	0.44084	25.34	0.04512	26.64	0.53	0.06961	10.20		100305_1356_0136_105_09_05_A
#DIV/0!	3.0E-05	2.9E-06	3.0E-05	3.0E-04	n.d.	n.d.	1.05925	7.82	0.11049	9.34	0.60	0.07015	5.51	731±84 Ma	100305_1356_0136_105_09_02_A
1.3E-06	1.3E-04	9.8E-06	1.3E-04	9.9E-04	-48	-3	1.10284	9.66	0.11553	8.99	0.46	0.06781	4.30		100318_1357_0136_105_09_13_B

Probe 105/09

Diskordant:														
2.0E-06	8.8E-05	8.6E-06	8.8E-05	2.0E-03	n.d.	n.d.	0.51933	22.28	0.04002	11.41	0.26	0.09256	17.16	100318_1357_0136_105_09_12_A
#DIV/0!	2.1E-05	1.8E-06	2.1E-05	3.9E-04	n.d.	n.d.	0.53662	21.34	0.04456	26.35	0.62	0.08971	14.17	100305_1356_0136_105_09_06_B
#DIV/0!	3.3E-05	2.3E-06	3.3E-05	5.7E-04	n.d.	n.d.	0.55655	29.87	0.04737	33.22	0.56	0.07601	15.48	100305_1356_0136_105_09_04_A
3.3E-06	4.5E-05	4.4E-06	4.5E-05	5.9E-04	n.d.	n.d.	0.74577	50.01	0.07448	29.72	0.30	0.07558	12.50	100318_1357_0136_105_09_10_B
1.4E-06	2.0E-03	2.8E-04	2.0E-03	1.1E-02	1958	8	3.09006	31.21	0.17740	23.53	0.38	0.12630	11.83	100318_1357_0136_105_09_10_A
1.3E-06	3.7E-04	4.8E-05	3.7E-04	1.5E-03	n.d.	n.d.	3.63865	7.82	0.22384	7.50	0.48	0.11716	1.66	100318_1357_0136_105_09_16_A
1.2E-06	2.1E-05	1.6E-06	2.1E-05	2.0E-03	n.d.	n.d.	0.07370	12.85	0.00924	11.81	0.46	0.05836	11.65	100318_1357_0136_105_09_19_A
#DIV/0!	9.3E-06	2.0E-06	9.3E-06	2.8E-04	n.d.	n.d.	0.40852	45.97	0.03448	13.41	0.15	0.05786	42.70	100318_1357_0136_105_09_11_C
1.2E-06	5.1E-04	3.2E-05	5.1E-04	1.3E-02	943	1	0.27273	6.81	0.03477	5.89	0.43	0.05682	1.97	100318_1357_0136_105_09_13_A
9.6E-07	7.9E-05	4.1E-06	7.9E-05	1.4E-03	69	0	0.34296	7.26	0.04156	2.95	0.20	0.05993	6.31	100305_1356_0136_105_09_08_A
#DIV/0!	6.6E-05	4.3E-06	6.6E-05	1.3E-03	n.d.	n.d.	0.38294	12.06	0.04497	7.05	0.29	0.06155	9.10	100318_1357_0136_105_09_11_A
1.9E-06	1.1E-04	7.4E-06	1.1E-04	2.4E-03	n.d.	n.d.	0.35781	8.79	0.04135	5.29	0.30	0.06211	6.68	100318_1357_0136_105_09_17_A
9.9E-07	3.3E-05	2.6E-06	3.3E-05	6.9E-04	n.d.	n.d.	0.37612	17.96	0.03818	11.09	0.31	0.06254	11.11	100305_1356_0136_105_09_03_A
9.0E-07	8.2E-04	4.1E-05	8.2E-04	1.4E-02	934	3	0.31373	10.10	0.04146	9.39	0.46	0.05402	2.10	100305_1356_0136_105_09_07_B
1.2E-06	3.1E-05	2.7E-06	3.1E-05	7.1E-04	23	4	0.44618	18.41	0.04031	9.16	0.25	0.07895	13.45	100318_1357_0136_105_09_04_B
2.0E-06	3.2E-04	3.0E-05	3.2E-04	6.6E-03	189	7	0.64983	21.40	0.04674	9.20	0.21	0.09926	16.85	100318_1357_0136_105_09_18_B
#DIV/0!	2.9E-05	3.3E-06	2.9E-05	6.5E-04	n.d.	n.d.	0.61112	23.07	0.03974	7.02	0.15	0.10727	18.75	100318_1357_0136_105_09_11_B

Probe 106/09

blank correctetd intensities [V]					standard corrected ratios								Age±2σ		
204Pb	206Pb	207Pb	208Pb	238U	206Pb/204Pb	2RSE (%)	207Pb/235U	2RSE (%)	206Pb/235U	2RSE (%)	Rho	207Pb/206Pb	2RSE (%)		
3.1E-06	2.9E-03	1.7E-04	2.9E-03	3.8E-02	1103	28	0.46879	67.12	0.04933	64.60	0.48	0.06965	5.89	401±13 Ma	100303_1347_0125_0106_09B_02_C
1.8E-06	3.2E-03	1.5E-04	3.2E-03	3.2E-02	2441	3	0.49174	4.62	0.06338	4.08	0.44	0.05573	0.96		100303_1347_0125_0106_09B_29_B
1.3E-06	1.4E-03	7.1E-05	1.4E-03	1.7E-02	1278	15	0.52667	29.47	0.06495	28.57	0.48	0.05876	3.14	429±10 Ma	100308_1346_0124_106_09A_25_A
1.6E-06	5.1E-05	3.4E-06	5.1E-05	8.2E-04	40	8	0.53927	14.63	0.06414	8.27	0.28	0.05961	8.26		100318_1346_0124_106_09_A_35_B
1.6E-06	2.4E-03	1.2E-04	2.4E-03	2.5E-02	n.d.	n.d.	0.53987	3.52	0.06892	3.51	0.50	0.05659	0.57		100308_1346_0124_106_09A_08_A
1.6E-06	2.0E-05	2.1E-06	2.0E-05	3.7E-04	11	16	0.56319	15.63	0.06640	10.17	0.33	0.06432	12.06		100318_1346_0124_106_09_A_34_B
2.4E-06	1.2E-04	8.4E-06	1.2E-04	1.9E-03	108	1	0.54123	16.84	0.06009	12.37	0.37	0.06614	7.33		100318_1346_0124_106_09_A_33_A
1.2E-06	5.4E-04	2.5E-05	5.4E-04	5.0E-03	667	3	0.56189	9.58	0.07113	8.97	0.47	0.05731	3.09		100303_1347_0125_0106_09B_01_A
1.2E-06	1.7E-03	7.6E-05	1.7E-03	1.5E-02	2043	2	0.55381	5.43	0.07190	5.20	0.48	0.05631	0.84		100303_1347_0125_0106_09B_28_C
1.4E-06	3.3E-03	1.5E-04	3.3E-03	2.9E-02	2826	3	0.54522	4.05	0.07226	3.77	0.47	0.05542	0.57		100303_1347_0125_0106_09B_28_A
1.4E-06	1.1E-03	5.3E-05	1.1E-03	1.2E-02	n.d.	n.d.	0.55703	12.79	0.07238	13.12	0.51	0.05750	1.29		100308_1346_0124_106_09A_30_A
#DIV/0!	2.6E-04	1.3E-05	2.6E-04	2.5E-03	n.d.	n.d.	0.58721	18.01	0.07284	16.25	0.45	0.05841	5.36		100303_1347_0125_0106_09B_01_C
1.6E-06	3.1E-03	1.5E-04	3.1E-03	3.1E-02	2260	1	0.56158	2.05	0.07290	1.96	0.48	0.05570	0.61		100308_1346_0124_106_09A_06_A

Probe 106/09

1.6E-06	1.3E-03	6.5E-05	1.3E-03	1.3E-02	1313	3	0.57311	2.17	0.07323	2.03	0.47	0.05634	0.96	458,3±3,4 Ma	100308_1346_0124_106_09A_06_C	
1.9E-06	1.3E-03	6.0E-05	1.3E-03	1.2E-02	1620	3	0.56827	12.99	0.07347	12.90	0.50	0.05610	1.57		100303_1347_0125_0106_09B_02_A	
1.4E-06	1.3E-03	5.9E-05	1.3E-03	1.1E-02	1013	3	0.57709	3.78	0.07450	3.69	0.49	0.05622	1.57		100303_1347_0125_0106_09B_02_B	
1.5E-06	1.3E-03	6.6E-05	1.3E-03	1.3E-02	835	2	0.58570	3.28	0.07459	3.03	0.46	0.05684	1.14		100308_1346_0124_106_09A_04_A	
1.3E-06	2.9E-03	1.3E-04	2.9E-03	2.5E-02	2019	7	0.56774	4.47	0.07477	4.19	0.47	0.05551	0.88		100303_1347_0125_0106_09B_12_A	
1.4E-06	1.4E-03	6.5E-05	1.4E-03	1.1E-02	997	1	0.57277	16.24	0.07486	15.56	0.48	0.05594	1.46		100303_1347_0125_0106_09B_29_A	
1.6E-06	1.2E-03	6.2E-05	1.2E-03	1.2E-02	905	2	0.59351	7.84	0.07498	7.54	0.48	0.05701	1.09		100308_1346_0124_106_09A_18_B	
1.3E-06	7.6E-04	3.5E-05	7.6E-04	6.7E-03	n.d.	n.d.	0.57960	7.81	0.07529	7.51	0.48	0.05614	1.86		100303_1347_0125_0106_09B_27_A	
1.5E-06	1.3E-03	5.9E-05	1.3E-03	1.1E-02	n.d.	n.d.	0.58140	2.78	0.07546	2.64	0.48	0.05659	1.32		100303_1347_0125_0106_09B_03_A	
1.4E-06	2.5E-03	1.1E-04	2.5E-03	2.2E-02	2108	2	0.57979	6.04	0.07640	6.12	0.51	0.05554	0.97		100303_1347_0125_0106_09B_11_A	
1.1E-06	1.5E-03	7.1E-05	1.5E-03	1.3E-02	1777	4	0.58825	18.24	0.07693	18.49	0.51	0.05592	1.18		100303_1347_0125_0106_09B_28_B	
1.4E-06	8.4E-04	4.3E-05	8.4E-04	8.1E-03	517	10	0.61821	16.74	0.07179	12.42	0.37	0.06194	10.94		486±27 Ma	100303_1347_0125_0106_09B_01_B
1.2E-06	1.1E-03	5.3E-05	1.1E-03	1.0E-02	989	5	0.62501	9.69	0.07975	9.57	0.49	0.05669	1.23			100308_1346_0124_106_09A_06_B
1.1E-06	5.1E-04	2.3E-05	5.1E-04	4.7E-03	343	2	0.64550	25.37	0.08480	23.92	0.47	0.05668	2.27	100303_1347_0125_0106_09B_15_B		
#DIV/0!	2.0E-03	9.0E-05	2.0E-03	1.8E-02	n.d.	n.d.	0.64582	34.17	0.08424	34.13	0.50	0.05597	0.77	100303_1347_0125_0106_09B_15_A		
1.5E-06	3.4E-03	1.6E-04	3.4E-03	2.3E-02	2219	5	0.70253	3.47	0.08886	3.17	0.46	0.05734	0.72	542±13 Ma	100303_1347_0125_0106_09B_39_A	
1.9E-06	8.3E-04	4.9E-05	8.3E-04	7.9E-03	524	14	0.71695	21.33	0.07856	16.21	0.38	0.06253	7.80		100308_1346_0124_106_09A_12_A	
2.0E-06	5.2E-05	3.8E-06	5.2E-05	7.9E-04	17	18	0.86471	46.69	0.09198	50.04	0.54	0.06419	9.56	614±170 Ma	100318_1346_0124_106_09_A_33_B	
2.0E-06	8.2E-05	6.8E-06	8.2E-05	1.4E-03	46	18	0.87638	71.20	0.09459	67.23	0.47	0.07079	16.21		100318_1346_0124_106_09_A_34_A	
Diskordant:																
2.2E-06	1.2E-04	7.8E-06	1.2E-04	2.5E-03	57	12	0.44695	14.05	0.04981	9.64	0.34	0.06559	7.97		100318_1346_0124_106_09_A_35_A	
2.1E-06	4.4E-03	2.2E-04	4.4E-03	4.8E-02	1872	11	0.54843	4.06	0.06629	3.91	0.48	0.05908	1.06		100308_1346_0124_106_09A_18_A	
1.5E-06	2.3E-04	1.2E-05	2.3E-04	2.4E-03	n.d.	n.d.	0.54857	4.23	0.06728	3.04	0.36	0.05820	2.64		100308_1346_0124_106_09A_08_B	
1.3E-06	4.4E-04	2.3E-05	4.4E-04	4.5E-03	462	1	0.58149	3.02	0.07080	2.91	0.48	0.05908	1.62		100308_1346_0124_106_09A_26_A	
1.7E-06	1.2E-04	8.0E-06	1.2E-04	1.7E-03	69	17	0.64806	8.70	0.07222	6.08	0.35	0.06399	5.53		100318_1346_0124_106_09_A_37_A	
2.1E-06	1.3E-04	1.2E-05	1.3E-04	1.8E-03	52	25	1.14685	23.85	0.09208	20.42	0.43	0.09124	14.97		100318_1346_0124_106_09_A_38_A	
2.0E-06	2.2E-05	3.4E-06	2.2E-05	3.0E-04	12	6	3.02302	7.03	0.17412	7.74	0.55	0.12800	10.49		100318_1346_0124_106_09_A_36_A	

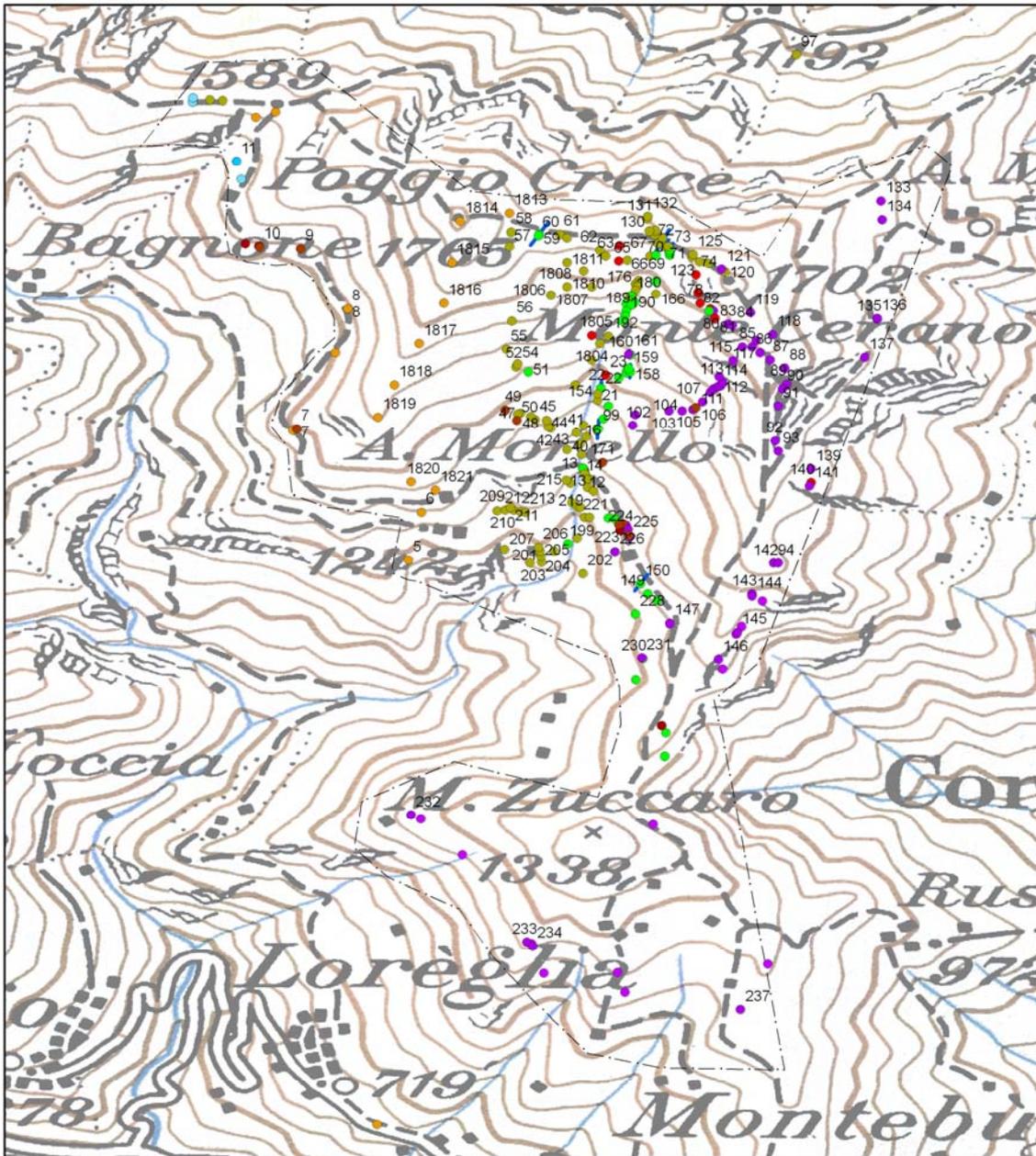
blank correctetd intensities [V]					standard corrected ratios								Age±2σ		
204Pb	206Pb	207Pb	208Pb	238U	206Pb/204Pb	2RSE (%)	207Pb/235U	2RSE (%)	206Pb/238U	2RSE (%)	Rho	207Pb/206Pb		2RSE (%)	
2.8E-06	6.8E-05	4.6E-06	6.8E-05	1.1E-03	10	6	0.47822	12.51	0.05925	9.31	0.37	0.05707	7.73	386±23 Ma	100318_1349_0127_107_09_B_20_A
2.3E-06	7.8E-05	5.6E-06	7.8E-05	1.4E-03	45	5	0.49991	18.73	0.06437	15.10	0.40	0.05700	8.02		100318_1349_0127_107_09_B_10_A
1.5E-06	9.1E-05	6.2E-06	9.1E-05	1.3E-03	25	24	0.53730	21.61	0.05627	15.97	0.37	0.06668	12.74		100317_1348_0126_107_09_A_16_B
1.2E-06	1.5E-03	8.5E-05	1.5E-03	1.5E-02	2143	3	0.55630	7.80	0.07509	7.61	0.49	0.05356	0.84	454±17 Ma	100317_1348_0126_107_09_A_40_C

Probe 107/09

1.2E-06	1.1E-04	7.1E-06	1.1E-04	1.2E-03	n.d.	n.d.	0.56921	8.53	0.07271	5.51	0.32	0.05806	6.37	498±12 Ma	100317_1348_0126_107_09_A_36_B
1.4E-06	3.2E-05	3.1E-06	3.2E-05	5.1E-04	n.d.	n.d.	0.60448	39.38	0.06544	48.19	0.61	0.06785	25.68	498±12 Ma	100317_1348_0126_107_09_A_29_C
1.5E-06	2.2E-03	1.2E-04	2.2E-03	2.0E-02	2716	5	0.62313	4.13	0.08264	3.50	0.42	0.05415	1.06		100317_1348_0126_107_09_A_40_B
2.0E-06	5.5E-05	5.6E-06	5.5E-05	9.7E-04	n.d.	n.d.	0.62577	18.02	0.07205	16.44	0.46	0.06614	15.12		100317_1348_0126_107_09_A_30_B
2.6E-06	6.4E-04	4.4E-05	6.4E-04	8.5E-03	283	13	0.62903	8.65	0.07344	6.63	0.38	0.06164	4.42		100318_1349_0127_107_09_B_13_A
#DIV/0!	1.0E-04	7.5E-06	1.0E-04	1.3E-03	n.d.	n.d.	0.67059	18.01	0.07716	16.90	0.47	0.06472	7.95		100317_1348_0126_107_09_A_29_B
#DIV/0!	6.9E-04	4.1E-05	6.9E-04	7.1E-03	n.d.	n.d.	0.68790	16.44	0.08160	16.34	0.50	0.06727	8.10		100317_1348_0126_107_09_A_40_A
3.8E-06	4.8E-04	2.9E-05	4.8E-04	8.9E-03	148	27	0.72088	101.71	0.09978	101.00	0.50	0.05228	3.32		100318_1349_0127_107_09_B_04_A
3.2E-06	4.4E-04	2.9E-05	4.4E-04	6.0E-03	129	20	0.74071	32.67	0.08692	33.88	0.52	0.05967	3.71		100318_1349_0127_107_09_B_05_A
1.4E-06	3.6E-05	2.9E-06	3.6E-05	5.7E-04	48	2	0.77801	33.30	0.08669	34.72	0.52	0.06592	15.12		100317_1348_0126_107_09_A_35_A
Diskordant:															
2.1E-06	2.7E-05	3.2E-06	2.7E-05	6.2E-04	17	17	0.49446	10.73	0.05454	11.58	0.54	0.06722	11.41		100318_1349_0127_107_09_B_19_A
2.9E-06	6.1E-04	4.5E-05	6.1E-04	1.0E-02	264	17	0.50215	16.82	0.05377	12.93	0.38	0.06693	9.20		100318_1349_0127_107_09_B_13_B
1.5E-06	9.1E-05	6.2E-06	9.1E-05	1.3E-03	25	24	0.53730	21.61	0.05627	15.97	0.37	0.06668	12.74		100317_1348_0126_107_09_A_16_B
1.4E-06	1.9E-05	2.2E-06	1.9E-05	3.1E-04	410	8	0.56726	25.19	0.05278	19.96	0.40	0.07232	20.89		100317_1348_0126_107_09_A_37_A
1.1E-06	1.3E-04	1.1E-05	1.3E-04	1.9E-03	236	9	0.59981	18.33	0.05161	15.80	0.43	0.08730	16.26		100317_1348_0126_107_09_A_21_A
2.4E-06	1.1E-04	9.2E-06	1.1E-04	1.6E-03	84	10	0.62044	24.77	0.05921	13.12	0.26	0.07870	16.65		100317_1348_0126_107_09_A_16_A
1.5E-06	2.2E-03	1.2E-04	2.2E-03	2.0E-02	2716	5	0.62313	4.13	0.08264	3.50	0.42	0.05415	1.06		100317_1348_0126_107_09_A_40_B
1.5E-06	1.5E-04	1.0E-05	1.5E-04	1.6E-03	61	8	0.64825	9.07	0.06718	5.71	0.32	0.06931	7.01		100317_1348_0126_107_09_A_01_A
1.5E-06	4.4E-05	3.6E-06	4.4E-05	5.6E-04	41	2	0.66610	11.98	0.06381	6.92	0.29	0.07711	12.62		100317_1348_0126_107_09_A_16_C
2.8E-06	5.0E-05	5.1E-06	5.0E-05	9.5E-04	25	15	0.66735	15.99	0.06052	12.12	0.38	0.09692	16.16		100318_1349_0127_107_09_B_03_A
1.3E-06	8.6E-06	2.5E-06	8.6E-06	2.0E-04	159	5	0.80349	7.46	0.05209	13.62	0.91	0.11340	15.93		100317_1348_0126_107_09_A_36_A
1.6E-06	5.7E-05	5.2E-06	5.7E-05	5.9E-04	n.d.	n.d.	0.85434	16.64	0.07140	7.90	0.24	0.08617	11.90		100317_1348_0126_107_09_A_13_A
2.7E-06	1.3E-04	8.6E-06	1.3E-04	2.0E-03	151	8	0.88070	84.43	0.11437	79.31	0.47	0.06008	11.92		100318_1349_0127_107_09_B_10_B
1.5E-06	5.5E-05	4.8E-06	5.5E-05	6.6E-04	n.d.	n.d.	0.88831	21.23	0.06934	11.57	0.27	0.08234	16.36		100317_1348_0126_107_09_A_22_A
1.3E-06	8.2E-05	7.1E-06	8.2E-05	1.1E-03	78	7	0.91423	19.82	0.08113	14.64	0.37	0.08518	13.74		100317_1348_0126_107_09_A_29_A
1.3E-06	1.1E-04	9.1E-06	1.1E-04	1.3E-03	334	29	0.93360	17.78	0.09996	16.78	0.47	0.07771	8.68		100317_1348_0126_107_09_A_30_A
2.2E-06	3.4E-05	2.9E-06	3.4E-05	5.6E-04	11	11	0.94426	70.77	0.10011	79.42	0.56	0.06522	14.06		100318_1349_0127_107_09_B_10_C
2.6E-06	7.7E-05	6.3E-06	7.7E-05	1.1E-03	39	8	0.97655	21.25	0.08182	22.59	0.53	0.09003	9.44		100318_1349_0127_107_09_B_20_B
1.4E-06	5.3E-05	6.5E-06	5.3E-05	6.7E-04	123	10	1.16240	58.70	0.07557	79.48	0.68	0.09640	21.29		100317_1348_0126_107_09_A_21_B
#DIV/0!	8.6E-05	6.8E-06	8.6E-05	6.6E-04	n.d.	n.d.	1.18853	6.83	0.12189	6.12	0.45	0.07171	4.75		100317_1348_0126_107_09_A_37_B

Juni

- Bt-Gneis
- Peridotit
- Amphibolit
- Kalksilikat
- Kinzigit
- Appinit
- Serpentin
- Pegmatit
- Kontakt

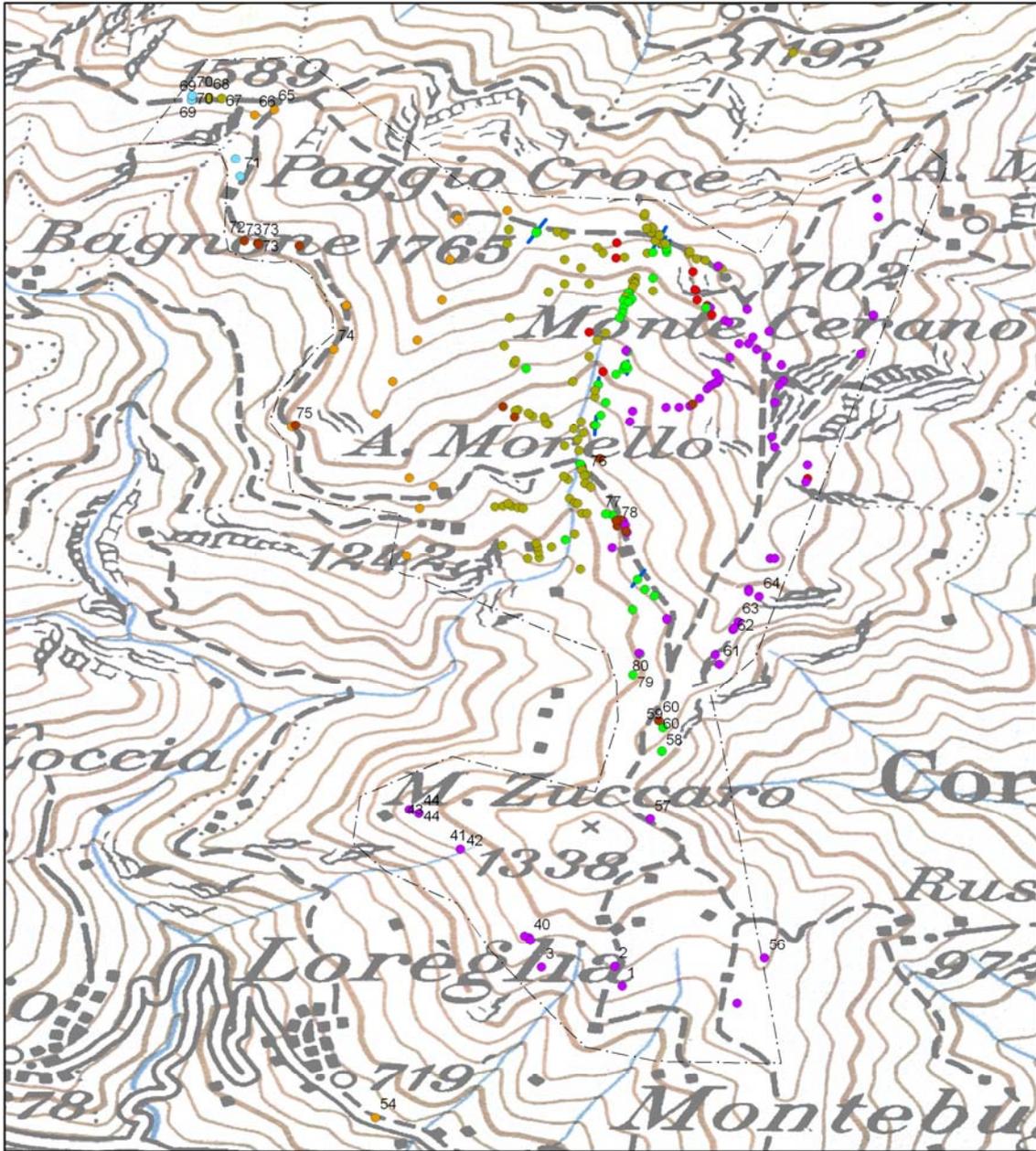


1:20.000

0 0,25 0,5 0,75 1 Kilometers

Mai

- Bt-Gneis
- Peridotit
- Kalksilikat
- Serpentin
- Amphibolit
- Kinzigit
- Kontakt
- Appinit
- Pegmatit



1:20.000

0 0,25 0,5 0,75 1 Kilometers

Aufschlüsse Juni 2009

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung		Probe	Sonstiges
N	E							
45.926789	8.381181	1	Appinit	Gt, Hellglimmer, Turmalin Pegmatit; Appinit deformiert->Glimmer Gneis				Appinit zieht den Berg hinauf
45.923456	8.374644	5	Kinzigite	migmatisch	FC	237/25;254/35		Melanosom: Sillimanit, Biotit, Granat; Leukosom: Q, Fsp; Granulation, Querwachsende HGI;
45.925078	8.375074	6	Kinzigite	migmatisch				Höherer Leukosomanteil als WP 5; Leukosom boudiniert sigmaklasten, Hgl wächst quer; straffer geregelt
			Pegmatit	Q, Turmalin, nicht deformiert; Hgl wächst quer				im Paragneis Leukosom + Pegmatit
			Metapelit	Al-reicher				
			Metapsamit	Q-reich	SF	248/62		kein Leukosom ausgebildet; Quarzlage; Foto 28-30 2m bachabwärts -> Leukosom bereits verfaltet
45.927938	8.370866	7			SF	330/69	04/09	
45.932023	8.372584		Kinzigite	wieder Psamit Lage	KF	016/80	05/09	
		8			SF	300/80;308/80		
			Appinit		SB	298/90;280/75		
		9	Pegmatit					
45.934088	8.370997		Tonalit	Bt, Hbl-Nester; Diskordant			06/09	Nord-Begrenzung scheint geschert; Kontakt zwischen gescherten und undeformierten Bereich sehr scharf, scheint das selbe Material zu sein->unterschiedliche Phasen?
45.934141	8.369619	10	Pegmatit	mit Amphibolit Boudine				
45.937053	8.368837	11	Kalksilikat					zeigt Verkarstung; equigranular, graue Verwitterungsfarbe;
		12	Peridotit	bei Wasserfassung; Dunit der Serpentinisiert wurde				
			Amphibolit	Hbl+ Plag(>50%)	SF	030/75; 035/70		Hbl orientiert; Hbl oft durch Bt ersetzt-> stark retrograd überprägt?
45.926490	8.380581		Metagabbro	am Fluß bei Brücke				Grüner Metagabbro; granoplastisch, Bereich mit Px und Amph wechselt sich ab->keine homogene Verteilung; Magmatischer Lagenbau->nicht tektonisch; teilweiße mylonitisch;Verfaltet; zeigt Ähnlichkeiten zu Granulitfazialen Gabbro im W der IVZ; Quarzfrei; hoch-T Scheerbänder
			Peridotit	10m NW des Baches				OI, Px, Spinell; Px reicher Peridotit, Spinell lagig; alter Lagenbau durch Scheerflächen nachgezeichnet, teilweiße durch Gang abgeschnitten; Serpentinisiert (Weiß) In Scheerband (Nicht hoch-T)->grünschieferfaziell, folgt nicht dem Lagenbau, ABereiche mit Gt führung und auch ohne
45.927057	8.380493	14	Peridotit	im Bachbett, bevor 2ter Bach einmündet				große Aggregate, Px reich auf recdhtem Bachufer
45.926490	8.380676	16	Pegmatit	Kontakt; Pegmatit mit Amph Schollen				Kontakt Scharf, aber 1m vom Amph verfaltet
			Amphibolit					Kontakt ; links Pegmatit mit Amph Scholle unten

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung		Probe	Sonstiges
N	E							
45.927668	8.380628	17	Granulit	intermediärer basischer Granulit (wahrscheinlich Metasediment)	SF	112/81		Foto 62 rostige Anwitterung -> Granulit
			Gabbro	Wechselagerung Gabbro und Gt-Amphibolit	SF	097/65		
			Peridotit			25/70	012/09	
45.927935	8.380987	18	Amphibolit	Px-Körper innerhalb des Amphibolit 3m lang 1m breit	SF	120/50		
			Granulit	Granulitfazieller Bereich innerhalb des Amphibolit mit Granat				
45.927936	8.380988	19	Gabbro	hier auch Granulitfazieller Bereich			14/09-16/09	
			Amphibolit	mylonitisch				alte Falte im mylonitischen Amphibolit
45.928712	8.381384	20	Peridotit	Kontakt Peridotit Amphibolit 1m mächtig				am rechten Bachufer auf 1320m.ü.M.
			Amphibolit	rechtes Bachufer				
45.928924	8.381015	21	Gabbro	linkes Bachufer	SF	135/20		
			Pyroxenit	rechtes Bachufer: ohne Plag	SF	099/60		Schwarzer Pxenit
45.929322	8.381128	22	Pyroxenit	linkes Bachufer; mit Plag				Plag führender Pyroxenit
			Peridotit		SF	098/75		
45.929765	8.381293	23	Gabbro	Kontakt	Kontakt	104/79		Kontakt konkordant
				Durchschlagende Störung	HF	136/76		durchschlagende Störung gleich zu der bei Kontakt im Peridotit
45.929765	8.381293	1801	Appinit	diskordant; im Bachbett			017/09, 018/09, 019/09	Appinit diskordant zu Amphibolit; verläuft in etwa ESE - WNW; ~horizontal; scharfer Kontakt
			Appinit	in altem Bachbett daneben				
			Pegmatit	5m W in altem Bachbett daneben				Pegmatit ähnelt Mobilisat in Amphibolit
45°55'41"	08°22'50"		Peridotit		SF	149/61	020/09	Olivin scheint eingeregelt zu sein; viel Ol wenig PX
			Peridotit	15 m weiter den Hang hinauf	L	161/44		Px Gang (gefaltet?) in Peridotit; sehr hoher Gehalt an Olivin 80-90%; Px sehr feinkörnig
45°55'46"	08°22'49"	1802	Peridotit	gleich zu Wkpt zuvor	SF	111/55; 101/49		Px-Gang
45°55'49"	08°22'51"	1803	Peridotit	Bei Birke auf Schuttfeld			021/09	Hauptsächlich Peridotit; selten Appinit
45°55'51"	08°22'52"	1804	Peridotit	Bei Flußgabelung	SF	110/80, 117/80	022/09	Bei Flußgabelung: rechts und zwischen beiden Bächen Peridotit; bei östlichen Bach->Felskuppe->Wasserfall
45°55'52"	08°22'51"	1805	Appinit					
45°55'57"	08°22'46"	1806	Peridotit	Ol-reich				
45°55'57"	08°22'46"	1807	Peridotit	Ol-reich				
45°55'58"	08°22'48"	1808	Peridotit	Schuttfeld			023/09	98% Peridotit, in Peridotit auch Px-Gänge: max 5cm Durchmesser 0.5-1cm; Nester von Olivin: Durchmesser ~5cm

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung		Probe	Sonstiges
N	E							
45°55'58"	08°22'51"	1809	Peridotit	Ol-reich; Px-Dykes	SF	005/75??	024/09; 025/09	Viel Ol; Px-Dykes: feinkörnig und zu Chlorit umgewandelt; Probe 025/09 2x gleicher Dyke
45°55'60"	08°22'50"	1810	Peridotit	gleich wie zuvor				1625 m.ü.M.
			Peridotit	feinkörnig	SF0	150/80; 170/74;	026/09	Mehr PX ~60% als Olivin; hier PX reiche Dykes max~5cm; Verwitterungsfarbe unterscheidet sich sehr von Ol-reichen Peridotiten -> viel dunkler; Foto 85-86: Dyke; 87-88: Verwitterungsoberfläche; sehr massig aber geprägt von zahlreichen Klüften
45°56'01"	08°22'48"	1811			Kf	255/69		
					SF1	341/14		Reihenfolge von SF1 und SF2 nicht ganz klar -> Bezeichnung nicht = Zeitlicher Abfolge
					SF2	246/34		
45°56'04"	08°22'48"	1812	Peridotit	Blöcke; Schild: "Aqua 200m"			027/09	Blöcke von Ol-reichen Peridotit aber auch von basischen Granuliten?
45°56'07"	08°22'41"	1813	Kinzigite	mit boudinierten Pegmatit?	SF	315/85; 315/78; 310/80	028/09; 029/09; 030/09	Gneis: 028/09 + 029/09; Auge: 030/09; Foto: 91-94 Kinzigite ~W, 95-97 Überblick nach W
45°56'06"	08°22'35"	1814	Kinzigite	Poggio Croce	SF	127/85		Kinzigite: viel Bt + Fsp; Foto 100 nicht anstehend; 101+102 anstehender Kinzigit ~ W
45°56'01"	08°22'34"	1815	Kinzigite		SF	312/75		
45°55'56"	08°22'33"	1816	Kinzigite		SF	329/81		
45°55'51"	08°22'30"	1817	Kinzigite					103+104 ~N; 105 Pegmatit ~NW; 106+107 ~N;
45°55'46"	08°22'27"	1818	Kinzigite		SF	310/75	031/09	
45°55'42"	08°22'25"	1819	Kinzigite	Kinzigite mit Ms	SF	297/80	032/09	
45°55'34"	08°22'29"	1820	Kinzigite					
45°55'33"	08°22'32"	1821	Kinzigite					
45°55'34"	08°22'41"	1822	Peridotit	Px-reich ~50%	SF	107/76	032/09	feinkörnig
45.927213	8.379987	40	Peridotit	Ol-reich	SF	261/45		kein Glimmer; Px-Dykes boudinisiert und auseinander gerissen;
45.927818	8.380293	41	Peridotit	Ol-reich	SF	136/70	033/09; 034/09; 035/09;	Ol-reicher Bereich, ~ aber im Streichen Px-reicher Bereich; Herauswitternde PX ~1cm bei Kopfbild; 108-110 Px-Dykes; 034/09 Kontakt
45.927976	8.379446	42	Peridotit	im Bachbett				
45.928012	8.379354	43	Peridotit	im Bachbett	SF1	223/59;		
					SF2	269/56		Serpentinisiertes Scheerband
45.928235	8.379317	44	Pyroxenit	Schuttfeld mit Birke			036/09	im Schuttfeld Kontakt zw. Pyroxenit, der normalerweise in Peridotit enthalten ist, und Gabbro
45.928259	8.378930	45	Peridotit	rechtes Bachufer				8 cm Pyroxenit-Dyke; Biegung (Foto 122-123); wird abgeschnitten im oberen 1/3 des Fotos;

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung	Probe	Sonstiges
N	E						
45.928356	8.378776	46	Pegmatit	~ 5m Breite			Kontakt zum Rahmengestein -> Peridotit an dieser Stelle nicht zu sehen
			Appinit	2m höher entlang des Baches			Appinit durchschlgt den Pegmatit; scheint gekrümmt zu sein;
45.928469	8.378407	47	Peridotit		SF	252/63	Peridotit mit gefaltetem PX Gang
45.928450	8.378347	48	Pegmatit	rechts und im Bach			~5m breit
45.928580	8.377908	49	Peridotit				wie vorher auch hier zahlreiche Px-Gänge
45.928235	8.378319	50	Peridotit		SF	092/86	~ 50/50 Px/OL
45.929900	8.378701	51	Peridotit	Kontakt nicht anstehend		037/09	Metagabbro-Dyke mit scharfen Konrakt zu Peridotit; ~15 cm dünn nach oben hin aus; auch zweiter +10 cm Metagabbro-Dyke; beide ~ normal aufeinander; Peridotit Ol-reich und typische Px-Dykes; in diesem Bereich die Gesteine zeigen deutliche Glimmerführung
			Metagabbro				
45.930065	8.378283	52	Peridotit	Schuttfeld und ~ anstehend			im Schuttfeld auch Gabbro/Norit- Gang mit ~4cm Px
45.930131	8.378346	54	Peridotit	anstehender großer Block	SF	140/60	Gabbro/Norit-Dyke ~ 30cm breit
45.930643	8.377939	55	Peridotit		SF	131/66	Glimmer reicher Bereich; ~15m weiter bereits Kinzigite Blöcke
45.931612	8.378132	56	Peridotit				Glimmerführend
45.934166	8.378069	57	Pegmatit	in sich verstürzte Pegmatitrippe, unteres Ende			Pegmatit zieht Richtung NNW-SE, ~4m breite Anhäufung von Pegmatit-Blöcken -> zieht den Hang hinauf (beginnt bei 1650 m.ü.M. Und zieht den Hang hinauf)
45.934629	8.378114	58	Pegmatit	oberes Ende des Pegmatit			
45.934553	8.379066	59	Amphibolit	gebändert			~ 1m x 50 cm
45.934516	8.379041	60	Amphibolit	Kontakt			Amphibolit gebändert
			Pyroxenit				
45.934562	8.379739	61	Peridotit				
45.934016	8.381113	62	Peridotit	Dunit		038/09	grobkörnig, stark verwittert, aber auch Lagen von Pyroxenit
45.933844	8.381306	63	Appinit	Blöcke ~ im 5m Radius			Peridotit in der Nahe als Blöcke: wirken wie geknetet (Foto 175-177), auf Fotos 178 + 179 unterer Bereich Lagenbau, oberer Teil maßig ; Appinit: feinkörnig, wenig Q, 2 Glimmer, Hbl, wenig Deformation oder gar nicht;
45.934195	8.381776	64	Appinit	~ anstehend			Blöcke von hier
45.933654	8.381752	65	Appinit	~ anstehend			Blöcke von hier; und Peridotit sehr Ol-reich
45.933705	8.382040	66	Peridotit	maßig			Ol-reich
45.933823	8.382805	67	Peridotit	lagig			Ol-reich
45.933852	8.382990	68	Amphibolit	~anstehend			gebänderter Amphibolit
45.933866	8.383475	69	Amphibolit	gebändert/mylonitisch			
45.933984	8.383445	70	Amphibolit	gebändert	SF	112/75	

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung	Probe	Sonstiges
N	E						
45.934164	8.383310	71	Amphibolit Pyroxenit Peridotit	Kontakt	SF	129/87	
45.934255	8.383090	72	Amphibolit Peridotit	Kontakt			Amphibolit E; Peridotit W; Kontakt unter Gras, aber dort
45.934019	8.383467	73	Amphibolit	gebändert/mylonitisch	SF	109/85, 115/80	039/09; 040/09 039/09 -> 109/85; 040/09 -> 115/80
45.933189	8.384355	74	Appinit	deformiert			Appinit NE-SW könnte auch Gneis sein; 10m lang 2m breit; 50m W kleinere anstehende Rippen von Appinit
45.932547	8.384448	76	Appinit	deformiert		041/09	~7m breiter Gang lagig, deformiert, Streicht ~ ENE
45.932576	8.384416	77	Appinit	deformiert			Appinit -> Gneis 20 m E des vorrigen; ~15 m breit; zieht von Wgpkt noch 20m den Hang hinauf
45.932227	8.384488	78	Appinit	sehr homogen			Foto 188 -> Q-Mobilisat, verfault und abgescheert -> 191-192
45.932027	8.384821	79	Appinit	Scherzone	HF	299/89	Scherzone die durch den Appinit zieht => Appinit stark deformiert
45.931942	8.384941	80	Appinit	noch selber Appinit wie bei 77?			stark deformierter maßiger Gneis
45.931683	8.385012	81	Appinit	weniger deformiert			weniger deformierter Appinit
45.931957	8.384794	82	Pegmatit Appinit	Kontakt			Pegmatit mit Tourmalin; amphibolisiert (= Lage mit viel Amphibol), abgescheerter Appinit zwischen amphibolidiertem Pegmatit Pegmatit und Amphibolit eventuell Kontaktmetamorphose
45.931500	8.385440	83	Gneis				Wechselagerung zw. grob- und feinkörnigen Lagen; auch mehr Hbl führende Lagen
45.931446	8.385586	84	Gneis		SF	108/81	Wechselagerung zw. grob- und feinkörnigen Lagen; Foliation gut ausgebildet
45.930727	8.386253	85	Bt-Gneis				
45.930534	8.386529	86	Bt-Gneis				Quarz-Klasten
45.930291	8.386858	87	Bt-Gneis				
45.930006	8.387367	88	Bt-Gneis		SF	108/86	Von Wgpkt 74 bis hier Appinit Übergang zu Gneis; Bt-Gneis der stark im Gefüge variiert: von fast magmatisch bis straff geregelt; fast keine Mobilisate und keine straffe Regelung (im Gegensatz zum Kinzigite)
45.929472	8.387424	89	Bt-Gneis				
45.929305	8.387285	90	Bt-Gneis		SF	107/60	
45.928732	8.387128	91	Bt-Gneis	feinkörnig			
45.927536	8.387029	92	Bt-Gneis				
45.927179	8.387129	93	Bt-Gneis		SF	108/85	
45.923327	8.386963	94	Bt-Gneis				

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung		Probe	Sonstiges
N	E							
45.969484	8.402376	95	Marmor					
45.957648	8.376917	96	Kinzigite	sehr viel Bt	SF	314/80	041/09	
45°56'58"	08°23'01"	2101	Ubekanntes Gestein	an Straße	SF	314/85	042/09	
45°56'29"	08°23'14"	2102	Metagabbro	ca. 1210 m.ü.M ; A. Lissangorta	SF	140/85	043/09- 047/09	Probe 047/09 frischer Block Peridotit; mit porphyrischen Px-Körnern
45.940698	8.387752	97	Peridotit	ca. 1200 Hm			048/09 u 049/09	sehr großer Peridotit Block; Probe 049/09 viel Px mit Granat aber aus Bachbett
			Bt-Gneis	Blöcke des Bt-Gneis				ca. 200m E des Bachbettes großer Bereich mit Bt.Gneis Blockwerk
45.947290	8.389317	98			SF	315/80	050/09	
45.927936	8.381056	99	Amphibolit	mylonitisch; mit Px-Gang	S0	126/50; 135/55	051/09	Amph reichere und Px reichere Lagen
45.928272	8.381211	100	Amphibolit				052/09	Amph und ±Pl immer wieder Bereich mit viel Pl
45.928417	8.382305	101	Bt-Gneis					
45.928051	8.382224	102	Bt-Gneis	Bach;	SF	110/80		
45.928568	8.383432	103	Bt-Gneis	Bach;				
45.928562	8.383878	104	Bt-Gneis	Bach;	SF	100/80	053/09	weniger Bt -> ähnlich Kinzigite
45.928605	8.384263	105	Bt-Gneis	Bach;				
45.928662	8.384355	106	Pegmatit	±1m Breit; ±NW-SE				
45.928871	8.384580	107	Bt-Gneis		SF	110/70; 115/80		stark verwittert->charakteristisch rost rot; bei Anschlagen Bereiche mit groben Mineralen; Quarz mobilisate
45.929185	8.384836	108	Bt-Gneis		SF	112/80		stark verwittert; zieht ab hier Hang hinauf in Richtung des Streichen
45.929306	8.384951	109	Pegmatit	±20m weiter nach WP 109; ±1490 HM				Pegmatit schlägt mit einem kleinen Winkel zu Streichen (=diskordant) durch den Bt-Gneis; Ms,Q, Fsp, kein Turmalin
45.929362	8.385059	110	Bt-Gneis	E-Kontakt Bt-G u. Pegmatit				
45.929405	8.385198	111	Bt-Gneis	E-Kontakt Bt-G u. Pegmatit				
45.929420	8.385150	112	Bt-Gneis	W-Kontakt Bt-G u. Pegmatit				
45.929536	8.385239	113	Bt-Gneis	E-Kontakt Bt-G u. Pegmatit				hier hört Peg. auf; Gang hier±1,5 m breit
45.929735	8.385149	114	Bt-Gneis	mit kleineren Gängen ±20cm breit und deformiert				
45.930239	8.385608	115	Bt-Gneis				054/09	
45.930731	8.385907	116	Bt-Gneis		SF	134/55		
45.930952	8.386399	117	Bt-Gneis	Kleinere Q-Mobilisatknolle;	SF	117/75		
45.931152	8.386944	118	Bt-Gneis		SF	130/70	055/09	
45.931884	8.386201	119	Bt-Gneis	Bei Kreuz und Richtung NW ±10m am Weg;				Stark verwitterter Bt-Gneis; 2xGang ±40cm, die stark geschiefert sind
45.933309	8.385346	120	Peridotit	± anstehend aber von hier				

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung	Probe	Sonstiges
N	E						
45.933388	8.385232	121	Bt-Gneis	± anstehend aber von hier		056/09	
45.933590	8.384789	122	Peridotit	anstehend direkt am Weg			
45.933639	8.384485	123	Pyroxenit	anstehend direkt am Weg und nördlich davon			
45.933792	8.384208	124	Pyroxenit			057/09	
45.933883	8.384250	125	Pyroxenit-Peridotit			059/09, 060/09	
45.934163	8.383421	126	Pyroxenit-Peridotit				
45.934451	8.383231	127	Peridotit				stark verwitterter Peridotit, Ol->Serpentiniert
45.934543	8.382944	128	Pyroxenit				massig
45.934695	8.382978	129	Peridotit-Dunit	gleich neben 128			
45.934672	8.382768	130	Peridotit				stark verwittert->oberflächlich; Px-Gang feinkristallin; Serpentinisierte Bereiche
45.935090	8.382690	131	Peridotit			061/09, 062/09	
45.935175	8.382727	132	Peridotit				
45.935696	8.390614	133	Bt-Gneis		SF	305/65	
45.935061	8.390637	134	Bt-Gneis	nur Blöcke			
45.931667	8.390482	135	Bt-Gneis				viel Bt; grobkörnig
45.931705	8.390485	136	Bt-Gneis	± anstehend	SF	105/65	063/09 feinkörnig
45.930353	8.390065	137	Bt-Gneis				feinkörnig; sehr gut ausgebildete Foliation zeigt Faltung
45.929314	8.389446	138					
45.926548	8.388239	139	Bt-Gneis	oder Appinit?; hier mehrere Blöcke, die in NW-SE Richtung liegen			Massiger Bt-Gneis;
45.926084	8.388262	140	Appinit	Blöcke			
45.925975	8.388183	141	Bt-Gneis				
45.923321	8.387130	142	Bt-Gneis			065/09	
45.922277	8.386236	143	Bt-Gneis				
45.922197	8.386242	144	Bt-Gneis				
45.920985	8.385758	145	Bt-Gneis				
45.920068	8.385110	146	Bt-Gneis				
45.921286	8.383482	147	Bt-Gneis		SF	113/75	066/09 grobkörnig und auch maßig
45.922051	8.383068	148	Amphibolit	mylonitisch	SF	110/70	
45.922267	8.382725	149	Amphibolit	mylonitisch	SF	095/80	
45.922611	8.382459	150	Bt-Gneis	Kontakt zwischen Bt-Gneis und Amphibolit	SF (Gneis)	115/75	

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung	Probe	Sonstiges	
N	E							
45.924261	8.382098	151	Bt-Gneis					
45.924642	8.382007	152	Bt-Gneis				zerfällt schon sehr leicht-> spröde Deformation?	
45.924698	8.381881	153	Pegmatit	teilweiÙe defrmierter Pegmatit; ±7m breit				
45.929128	8.381024	154	Peridotit				auf linkem Bachufer hauptsächlich Peridotit.; auf beiden Bachseiten Peridotit.; hier ±4m von Bach entfernt; ±3m von Bache entfernt NE Amphibolit mylonitisch kein Kontakt zu sehen	
45.929684	8.381752	155	Amphibolit	mylonitisch	SF	154/70	über Bachkreuzung in einmündenden Bach	
45.929868	8.381987	156	Amphibolit		SF	145/65	067/09	
45.929979	8.382029	157	Amphibolit	im Amph. Linsen/Dyke von Peridotit				
45.929883	8.382128	158	Amphibolit	Kontakt zwischen Amph. und Bt-Gneis; Kontakt scheint deformiert zu sein	SF	105/65	Kontakt nicht ganz sichtbar, aber zerscherter Gneis->stark bröselnde Schieferung; Strukturelle Messung: Amph leichter Bogen	
45.929998	8.382071	159	Amphibolit	Kontakt zwischen Amph. und Bt-Gneis; Kontakt scheint deformiert zu sein	HF	076/85; 106/85		
45.930431	8.382127	160	Amphibolit	mylonitisch	SF	110/70	068/09	Probe aus Block
45.930472	8.382077	161	Bt-Gneis		SF	170/89; 068/89; 067/85	069/09; 070/09	2m bergabwärts nach WP 160
45.932520	8.383011	166	Peridotit					
45.932983	8.383000	170	Amphibolit		SF	292/80		
45.932988	8.382407	171	Peridotit					
45.932900	8.382312	172	Peridotit					
45.932841	8.382383	173	Peridotit		SF	120/88	bald darauf Amphibolit	
45.932811	8.382376	174	Peridotit					
45.932675	8.382295	176	Amphibolit	Lage in Peridotit, Scharfer Kontakt		328/80; 324/70	071/09	Lage ±50-60 cm breit
45.932456	8.382160	177	Peridotit					Kontakt im Bachbett nicht zu sehen
45.932458	8.382178	178	Amphibolit			320/76		
45.932472	8.382193	179	Amphibolit					
45.932460	8.382169	180	Amphibolit					
45.932345	8.382191	181	Amphibolit					
45.932302	8.382065	182	Peridotit		SF	120/85		Peridotit. 5m vom Bachbett entfernt; Begrenzte Bereiche zeigen ähnlichkeiz zu Probe 070/09, die unbekannt ist
45.932187	8.382068	183	Amphibolit					
45.932152	8.382087	184	Amphibolit	Nahe an Peridotit				
45.932181	8.381998	185	Amphibolit					
45.932162	8.382195	186	Amphibolit		SF	107/89		

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung	Probe	Sonstiges
N	E						
45.932260	8.382285	187	Amphibolit				
45.932127	8.382180	188	Amphibolit				
45.931942	8.382008	189	Amphibolit				
45.931777	8.381964	190	Amphibolit				
45.931618	8.381873	191	Amphibolit				
45.931082	8.381389	192	Peridotit				Aufschluß ±8m Durchmesser
45.925421	8.380161	193	Peridotit	Olivin-reich			auch auf der anderen Bachseite, aber maßiger (Foto 324-325); Foto 326 bachabwärts SE Olivin reich
45.925279	8.380333	194	Peridotit	Pyroxen reich; ±50:50 Px:Ol Serpentinit Gänge			
45.925262	8.380446	195	Peridotit	Px reich			
45.924924	8.380574	196	Pyroxenit				
45.924918	8.380761	197	Pyroxenit	sehr maßig	KF	117/85	072/09
45.924185	8.380340	198	Peridotit				
45.924004	8.380016	199	Amphibolit	anstehend?	SF	270/85	
45.923736	8.379550	200	Peridotit				
45.923354	8.379148	201	Peridotit				Peridotit: Olivin reich; Pyroxengänge
45.922968	8.380539	202	Peridotit				Peridotit: Pyroxen reich
45.923345	8.378759	203	Peridotit		SF	115/75	073/10 Peridotit: Olivin reich; Glimmer führend
45.923544	8.379104	204	Peridotit				Olivin reich
45.923745	8.379083	205	Peridotit				Pyroxenitgänge ca. 8 cm mächtig
45.923900	8.379029	206	Peridotit				
45.923807	8.377879	207	Peridotit				
			Peridotit	bei Bach gefasst;	SF	075/77	Peridotit teilweise serpentiniert
45.925151	8.377627	208	Peridotit		Pyroxenit- gänge	101/85;275/20	Pyroxenitgänge: mehrere Ganggenerationen; teilweise parallel S0, aber auch diskordant
			Peridotit		Probe 075/09	167/70	074/09, 075/09
45.925178	8.377928	209	Peridotit				Peridotit: nicht mehr so massig wie WP 208; stark geklüftet; teilweise bereits chloretisiert;
45.925153	8.378182	210	Peridotit	Scheerzone im Peridotit	HF	120/70; 88/84; 286/81 (L338/68)	076/09 Scheerzone ca. 10 m breit
45.925252	8.378091	211	Peridotit	Scheerzone im Peridotit			077/09 Peridotit serpentiniert
45.925116	8.378411	212	Peridotit	Scheerzone im Peridotit			
45.925072	8.378579	213	Peridotit				Pyroxen reicher Peridotit
45.926047	8.380107	214	Peridotit				Olivin reich

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung	Probe	Sonstiges
N	E						
45.926157	8.379963	215	Peridotit	Scheerzone im Peridotit			
45.926361	8.380606	216	Amphibolit		Probe 278/75	078/09	Metagabbro
45.926396	8.380574	217	Peridotit		Probe 293/85	079/09	serpentinisiert
45.926193	8.380669	218	Peridotit			080/09	Hier Grenze zwischen peridotit und Serpentin; Peridotit Olivin reich
45.925924	8.380704	219	Peridotit				
45.925802	8.380889	220	Peridotit				
45.924889	8.381383	221	Amphibolit			081/09	Granat führender Amphibolit
45.924666	8.381554	222	Amphibolit			082/09	
45.924677	8.381753	223	Pegmatit			083/09; 084/09	Pegmatit: Übergang zu Gneis; ca 10m breit, senkrecht, Turmalin im Randbereich
45.924514	8.382067	224	Bt-Gneis				wahrscheinlich Metapegmatit
45.924314	8.382084	225	Pegmatit			085/09	
45.923731	8.381610	226	Bt-Gneis		Probe 080/70	086/09	Biotit Gneis
45.922332	8.381300	227			Probe SF 110/80	087/09	
45.921596	8.382303	228	Amphibolit		Probe 081/89	088/09	
45.920528	8.382339	230	Amphibolit		Probe 089/09	089/09; 090/09	
		231	Bt-Gneis		SF 095/54	091/09	
45.920070	8.382546				Probe 091/09 S		
45.914730	8.374716	232	Bt-Gneis			092/09; 093/09	
45.910386	8.378649	233	Bt-Gneis		SF 115/70	094/09; 095/09;	
45.910253	8.378846	234	Bt-Gneis			096/09	
45.909905	8.381299	236			Probe SF 141/79	098/09	
					SF 141/80		
45.908095	8.385847	237	Bt-Gneis		Probe 318/84	099/09	
45.902472	8.387260	238				100/09	
45.901703	8.391099	239			SF 300/85	101/09	

Aufschlüsse Mai 2010

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung	Probe	Sonstiges
N	E						

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung	Probe	Sonstiges
N	E						
45.908667	8.381957	1	Bt-Gneis	Alpe Cesare (1079 m.Ü.M)	SF	305/83, L 211/06 II	Sehr Biotit-reicher Gneis -> Glimmerschiefer mit Mobilisaten mit ± Quarz; Die Mobilisate sind ca. 6 cm breit, ca. 35 cm lang und nicht verfaltet; in diesem Bereich Porphyroklasten ± 0,8, die elongiert sind; Hellglimmer normal zur SF gewachsen granitischer Gang: grobkörnig, Hellglimmer; granitischer Gang in feinkörnigen Aplit; Aplit ist stark alteriert; zwischen den beiden besteht ein scharfer Kontakt; granitischer Gang: Biotit führend, der regellos wächst, Hellglimmer und Turmalin führend
			Bt-Gneis	10m nach Norden	SF	314/86, L 225/30 II	
			Bt-Gneis	10m nach Norden			
			Bt-Gneis				
45.909343	8.381703	2	Bt-Gneis		SF	127/62 L 211/16 II; 121/45 L 136/44 II;	Bt-Gneis mir sehr viel Leukosom
					FA	120/30; 108/11	Leukosom scheint zwei mal verfaultet
			Pegmatit				Kontakt zu Bt-Gneis ist gezackt; Pegmatit zeigt magmatisches Gefüge
					HF	210/16, L168/10 I	
					SF	150/36; 147/80	
			Bt-Gneis		SF	162/57	drei Arten von Leukosom (Q, Fsp, Bt) mit unterschiedlicher Bildungszeit (?); zwei sind Bt-reich, eine davon zeigt alterierte Biotite und Biotit ist in beiden geregelt; schmale Mobilisate aus Quarz; Die Leukosome weißen scharfe Ränder zu Gneis auf;
45.909323	8.379210	3	Bt-Gneis	genau in Kurve	SF	161/50, L180/39 I; 161/42 L 180/42 I; 165/50 L 195/43	im Bt-Gneis Amphibolit-Boudain
					FA	042/42; 125/45; 050/47	Minerale sind teilweise verfaltet
					SF	116/45, L 125/47 I	
					SF	153/49, IL 157/47; 046/75, IL 125/46	
			Bt-Gneis	300 m weiter Nördlich von Punkt 3; 20 m nach Beginn des Waldes	SF	156/85; 131/79, L204758;	Bt-Gneis stark geschiefert
45.913355	8.376460	41			FA	049/60, 052/84, 048/76	
					FAE	335/90; 130/88	
					SS	319/84	

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung	Probe	Sonstiges
N	E						
45.910335	8.378799	40	Metapsamit	5 m weiter von Punkt 4	SF (Bt-Gneis)	309/79; 116/79, L 209/12 I	Extension-gashes im Metapsamit
			Bt-Gneis	SF (Metapsamit)	106/60		
				FAE	158/76	weniger Bt, mehr Q, Fsp -> Psamit (?)	
				FA	054/25		
				FAE	124/69		
				FA	054/55		
				SF	116/86		
			Bt-Gneis	SS	299/87	Spröde Störung in Gneis mit Kataklasit	
				SS	143/18	Störung Versetzt um 5 cm	
				SF	327/87, L 216/811 und L233/20 II		
45.913351	8.376683	42	Bt-Gneis		FAE	057/75	
45.914426	8.375170	43	Bt-Gneis		FA	139/86	
				FAE	102/89		
				FA	009/79		
				SF	138/90		
				SF	097/69		
				CA	055/41		
				CAE	070/70		
45.914590	8.375059	44	Bt-Gneis		SF	119/46	
				FAE	136/70		
				FA	050/16		
				Pegmatit			Pegmatit diskordant zu Schieferung von Bt-Gneis; Pegmatit ist Turmalin führend, die normal zu Kontakt zwischen Pegmatit und Gneis orientiert sind; im Zentralen Bereich des Pegmatits befinden sich sehr große Hornblenden (~3 cm);
							Bis zu 10cm große Leukosome: hauptsächlich Q, wenig Fsp, konkordant zur Schichtfläche; Hellglimmer senkrecht zur Schieferung, vor allem im Leukosom, als auch in Melanosom
45.909633	8.386789	56	Bt-Gneis	Aufschluss an der Strasse von Alpe Quaggone Richtung Monte Zuccaro	KF	313/86	
					SF	129/57; 143/66; 133/86, L 055/18; 137/74, L 229/12	

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung	Probe	Sonstiges
N	E						
45.914393	8.382905	57	Pegmatit	Nordöstlich des Monte Zuccharo; 1247 m.ü.M.	Kontaktfläche zwischen Schieferung und Pegmatit	161/80	diskordant; verwittert, mittelkörnig, arm an mafischen Gemengteile, ~20cm
			Pegmatit		Kontaktfläche zwischen Schieferung und Pegmatit	004/30	diskordant; mittelkörnig reich an regellosen Hellglimmer, arm an mafischen Gemengteilen, keine Korngrößenänderung zum Rand hin, ~20cm breit; in Pegmatit bis 1 cm große dünne Turmaline
			Bt-Gneis		FA	350/62	
			Bt-Gneis		SF	037/63; 072/80	
45.916736	8.383294	58	Pegmatit	Kontaktfläche zwischen Schieferung und Pegmatit	185/89	senkrecht stehend; grobkristallin, sehr große Turmaline und Hellglimmer	
			Amphibolit	KF	169/69	Amphibolit ist Granat führend	
				SF	095/89; 088/70		
45.917532	8.383345	59	Amphibolit	HF	272/40, L 322/24		
				KF	040/74; 119/35	gebänderter Amphibolit, sehr maßig	
45.917779	8.383193	60	Amphibolit	SF	350/59		
				SF	010/70	gebänderter Amphibolit	
				KF	267/67; 015/46; 009/85		
45.919732	8.385251	61	Pegmatit	Kontaktfläche zwischen Amphibolit und Pegmatit	169/89	diskordant, ~3m im Durchmesser, senkrecht	
			Pegmatit			Korngrößenabnahme zum Rand	
			Bt-Gneis	FAE	283/55, FA 340/32; 273/69, FA 012/35	verfalteter Gneis (Wellenlänge ~1m); leukosomreich	

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung	Probe	Sonstiges
N	E						
45.920927	8.385718	62	Bt-Gneis	1358 m.ü.M.	FAE SF	358/81; 357/81; 346/80; 326/89 291/77	
45.921164	8.385893	63	Appinit Bt-Gneis		FAE	289/57, FA 030/13	leukokrater, maßiger, wenig geschieferter Aplit-Gneis, wenige dunkle Gemengteile Gneis mit geringem Glimmeranteil, daher vielleicht Orthogneis; darin verfalteter Pegmatit; in der Nähe: pegmatit mit großen blauen Kfsp
45.922028	8.386599	64	Bt-Gneis Bt-Gneis	1407 m.ü.M. 1429 m.ü.M.	SF SF FAE	279/71 297/86 115/88	eventuell Metapsamit isoklinale Falte
45.938760	8.370142	65	Kinzigit	1602 m.ü.M.	SF FAE FA	325/34; 285/29; 335/26 310/25 003/20	
45.938571	8.369488	66	Kinzigit	1583 m.ü.M.	SF FA	339/75; 050/22, L 021/28; 339/75; 058/01; 040/26; 340/48; 010/37	
45.939139	8.368357	67	Kinzigit Pegmatit		SF Kontaktfläche zwischen Gneis und Pegmatit	298/76 350/85	
45.939156	8.367925	68	Metagabbro (?) Peridotit Peridotit	1577 m.ü.M. 5 m nach Westen	SF	317/53, L 242/22	frische grüne Olivine scheint verfaltete zu sein und zeigt Lagenbau; im direkten Kontakt dazu auch massiger Peridotit
45.939095	8.367340	69	Peridotit Pegmatit Kalksilikat	1575 m.ü.M.	SF FAE SF	281/70 326/70; 324/89 290/90	Lagenbau, verfaltete
45.939230	8.367358	70	Peridotit Pegmatit Kalksilikat	1581 m.ü.M. Kontakt zwischen Peridotit und Kalksilikat			Wechselagerung von Peridotit
45.936452	8.368985	71	Kalksilikat	1494 m.ü.M.			

Koordinaten		WP	Lithologie	Beschreibung	Messung	Probe	Sonstiges
N	E						
45.934251	8.369132	72	Pegmatit	1488 m.ü.M.			
45.934175	8.369586	73	Kinzigit		SF 140/82 FA 035/50 FAE 217/85, FA 061/50		
			Amphibolit		SF 110/82; 110/74; 296/84; 110/66		
			Kinzigit		SF 323/73, L 222/27; CA 035/36; 064/36		
			Pegmatit				
45.930530	8.372168	74	Kinzigit				Blockwerk von Kinzigit
45.927893	8.370739	75	Kinzigit	1377 m.ü.M.	SF 341/72; 183/79, L 257/50;		hoher Anteil an Leukosom
					FA 308/82; 008/48; 015/45; 048/25;		
45.926220	8.380735	76	Peridotit	1275 m.ü.M.	HF 168/70, L147/68; HF 170/70; 354/86, L073/70; KF 275/63 HF 014/68, L 309/45 (sinistral)		Peridotit stark serpentinisiert
45.924848	8.381623	77	Amphibolit	1257 m.ü.M.	KF 152/65; 319/70; 339/72; HF 215/70, L 171/32		
45.924474	8.381784	78	Pegmatit		SF 279/76; 322/89; 123/83;		vergneister Pegmatit
			Bt-Gneis		Kontaktfläche zwischen Pegmatit und Bt-Gneis	119/75	
			Gneis		SF 096/80		Orthogneis (?), unterscheidet sich von Bt-Gneis
45.919371	8.382315	79	Amphibolit	1191 m.ü.M.	SF 065/64, L 354/28; 054/66, L 330/35		

Curriculum Vitae - Stephan Blaha

Personal Data

Name: Stephan Blaha e-mail: a0504692@unet.univie.ac.at
Date of Birth: 9. October 1984. Address: Klosterneuburger Strasse 114/14,
Place of Birth: Salzburg 1200 Vienna, Austria
Nationality: Austrian

Education

- Master Studies since 10/2009
*Department of Lithospheric Research
University of Vienna, Austria*
Master Thesis: Petrology, Geochronology and structural Geology of the Alpe
Morello-Unit in the upper Ivrea-Verbano Zone (N. Italy)
Supervised by Ao. Univ. Prof. Dr. Urs Klötzli
- Internship 01/2011 – 03/2011
*Bavarian Research Institute of Experimental Geochemistry and Geophysics, Bayreuth,
Germany*
- Bachelor Studies 10/2005-10/2009
(graded excellent/Mit Auszeichnung)
*Department of Geodynamics and Sedimentology
University of Vienna, Austria*
Bachelor Thesis: A Comparison of the conglomerates of the Kreuzgraben-
formation (Gosau) with the Basis-conglomerate
(Gaisberg/Salzburg)
Supervised by Ao. Univ. Prof. Dr. Michael Wagreich
- Semester abroad 2/2009- 6/2009
Université Joseph Fourier (Grenoble), France
- Catholic private grammar school 1995-2004
(Erzbischöfliches Privatgymnasium) Borromäum, Salzburg
- Elementary school 1991-1995
Salzburg

Workshops

- Short Course of the DMG at the GFZ Potsdam, Germany:
Introduction to Secondary Ion Mass Spectrometry in the Earth Sciences 10/2010
- Short Course of the DMG at the University of Vienna, Austria:
Kinetics of geological materials 08/2010
- Short Course of the DMG at the Bavarian Research Institute Bayreuth, Germany:
High-Pressure Experimental Techniques and Applications to the Earth's Interior 02/2010

Skills

- Computer:
 - *Microsoft OS and Mac OS X*

 - University Courses :*
 - *Mathematica, MatLab*
 - *GoCad, ArcGis*
 - *Tectonics*
 - *Perplex, Theriak/Domino*
- Analytical apparatus:
 - University Courses :*
 - *MC-ICP-MS, TIMS*
 - *SIMS*
 - *SEM-FIB*
- Laboratory Work:
 - *Heavy mineral separation, zircon separations*
 - *(LA)-MC-ICP-MS, SEM, CL*
- Languages:
 - *German, mother tongue*
 - *English, fluent*
 - *French, basic knowledge, written and spoken*
 - *Latin, written*
- Internship practice:
 - *500 tonne press with a deformation DIA apparatus*
 - *piston-cylinder press*
 - *TEM (200 kV), SEM*

Grants and Stipends

- Stipend from the University of Vienna for the master thesis Research
12/2009 – 11/2010
- Performance Scholarship
University of Vienna 10/2007 -09/200

Teaching Experience

(at the University of Vienna)

- Teaching Assistant in the course: Geochronology, 10/2010
- Teaching Assistant in the course: Geological Mapping, 7/2010
- Teaching Assistant in the courses: Geological Mapping and Regional Geology, 7/2009

Publications

Abstracts:

- Geochronology of the Alpe-Morello-Unit in the upper Ivrea-Verbano Zone (N. Italy); Blaha S. & Klötzli U., *Pangeo* 2010
- Mineral chemistry and petrology of monazite and xenotime in a prograde metamorphic sequence in the Kinzigite Formation of the Ivrea Zone (N. Italy); Cernok A., Blaha S., & Klötzli U., *EGU* 2010

Membership

- German Mineralogical Society (DMG)
- Geologische Vereinigung e.V.
- Austrian Geological Society

Interests

- Music
 - Sport: Cycling (cc, fr/dh), Running, Football, Ice-hockey, Mountaineering
-