Geo.Alp, Vol. 6, S. 62–79, 2009

LITHOLOGISCHE KARTIERUNG, PETROLOGIE UND STRUKTURGEOLOGIE AM TAUERNFENSTER-SÜDRAND IM AHRNTAL (SÜDTIROL, ITALIEN)

Ulrike Forer[1], Peter Tropper[1], Volkmar Mair[2]

Mit 19 Abbildungen

[1]Institut für Mineralogie und Petrographie, Fakultät für Geo- und Atmosphärenwissenschaften, Universität Innsbruck, Innrain 52f, A-6020 Innsbruck, Österreich
[2]Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Eggentalerstrasse 48, I-39053 Kardaun (BZ), Italien

E-mail: Peter.Tropper@uibk.ac.at

Zusammenfassung

Das Kartiergebiet befindet sich im hinteren Ahrntal südlich des Zillertaler Hauptkammes in der Durreck-Gruppe und somit am Südrand des Tauernfensters (Südtirol, N-Italien). Es umfasst penninische Lithologien wie Bündnerschiefer, Gesteine eines Serpentinitkomplexes (Ophiolithe) und südlich des Tauernfensters gelegenes austroalpines Basement. Eine geologische Kartierung wurde im Maßstab 1:5000 durchgeführt. Mit Hilfe struktureller und petrologischer Untersuchungen wurde versucht, eine Zuordnung des Serpentinitkomplexes zu den nördlich und südlich angrenzenden Einheiten zu treffen. Die Lithologien des Serpentinitkomplexes sind Metabasite, Metakarbonate, Ophiolithe, Serizit-Quarzite bis Serizit-Schiefer und Kalkglimmerschiefer. Eine ähnliche Wechselfolge wird von verschiedenen Autoren (z.B. Tollmann, 1977) in Osttirol beschrieben und als Matreier Schuppenzone bezeichnet. Das austroalpine Basement südlich des Serpentinitkomplexes ist durch Ortho-, Paragneise und Amphibolite gekennzeichnet. Die Schieferungsflächen der Bündnerschiefer, des Serpentinitkomplexes und des Austroalpins streichen größtenteils Ost–West und fallen steil nach Süden ein. Insgesamt weisen die Bündnerschiefer und der Serpentinitkomplex sehr ähnliche Faltenstrukturen und ähnliche Lithologien auf. Der mylonitische Kontakt zwischen dem Serpentinitkomplex und dem ostalpinen Kristallin ist ebenfalls konkordant und kann aufgrund der unterschiedlichen Lithologien entlang eines auffälligen mylonitischen Serizit-Quarzits gezogen werden. Die Grenze zwischen dem ostalpinen Kristallin und dem Serpentinitkomplex kann durch eine unterschiedliche Metamorphoseentwicklung der beiden Einheiten nachgewiesen werden. Für die Metabasite des Tauernfensters ergaben sich mit Hilfe des Kalzit-Dolomit Solvusthermometers Temperaturen von ca. 390-500°C und mittels der Multiequilibrium-Thermobarometrie Drucke von 7-8 kbar und Temperaturen von ca. 500°C für die alpidische Überprägung. Da kein tektonischer Kontakt zwischen den Bündnerschiefern und dem Serpentinitkomplex nachgewiesen werden konnte, jedoch zwischen dem Serpentinitkomplex und dem südlich angrenzenden austroalpinen Basement eine markante mylonitische Deckengrenze verläuft, wird der Serpentinitkomplex als Teil des Südrandes des Tauernfensters gesehen. Er bildet keine eigenständige Einheit sondern kann aufgrund von konkordanten Strukturen und der gleichen Metamorphoseentwicklung dem Tauernfenster zugeordnet werden.

Abstract

The area of this investigation is in the Durreck Group in the Ahrn Valley (South Tyrol, northern Italy) at the southern rim of the Tauern Window and contains Penninic lithologies such as Bündnerschists, a serpentinite complex (ophiolites?) and Austroalpine basement rocks. In the course of this project a detailed mapping at a scale of 1:5000 was undertaken in order to attribute the serpentinite complex to either the Penninic or the Austroalpine units based on structural and petrological observations. The serpentinite complex is composed of metabasites, metacarbonates, sericite-quartzites and sericite-schists as well as calcareous schists.

A similar succession has been described from Eastern Tyrol and has been attributed to the Matrei Schuppenzone (Tollmann, 1977). The Austroalpine basement consists of orthogneisses, paragneisses and amphibolites. The foliation of all units observed strike east-west and dip steeply towards the south. A quartzite mylonite is assumed to represent the tectonic border between the Penninic and Austroalpine units. Petrological investigations show that the metamorphic evolution of the units south and north of this mylonite is different, where the units to the north display a monometamorphic overprint and the units to the south show a polymetamorphic overprint. The *P-T* conditions of the Penninic units result in 390-500°C and 7-8 kbar for the Alpine metamorphic overprint. Due to the lack of a tectonic contact between the serpentinite complex and the underlying Bündnerschists, the serpentinite complex can unambiguously attributed to the Penninic units of the Tauern Window.

1. Einleitung

Das Kartiergebiet befindet sich im hinteren Ahrntal südlich des Zillertaler Hauptkammes in der Durreck-Gruppe (Südtirol) und somit am Südrand des Tauernfensters. Der lithologisch abwechslungsreiche, etwa 1000 m mächtige Bereich zwischen den Kalkglimmerschiefern (Bündnerschiefer) und dem südlich angrenzenden ostalpinen Basement beinhaltet einen mehrere 100 m mächtigen Serpentinitkörper, welcher in dieser Arbeit als Serpentinitkomplex bezeichnet wird. Dieser Komplex umfasst folgende Lithologien: Grünschiefer, Kalkglimmerschiefer, Dolomit-, Kalzit- und mineralreichen Marmor, Zellendolomit und Karbonatbrekzie, Serpentinit, Ophikarbonat, Epidotfels, Talk-Karbonat-, Talk-Magnetit-, Talk-Tremolit-Schiefer, Glimmerschiefer, Serizit-Quarzit bis Serizit-Quarzit-Schiefer und kalkreiche Glimmerschiefer. Um die Strukturen in den stark tektonisch beanspruchten Bereichen an den Übergängen Bündnerschiefern/Serpentinitkomplex und Serpentinitkomplex/ austroalpines Basement richtig interpretieren zu können, wurde eine Detailkartierung im Maßstab 1:5000 durchgeführt. Während dieser Kartierung wurden Proben vom Serpentinit, den Grünschiefern, dem Epidotfels, den Amphiboliten, den Kalk- bzw. Schwarzphylliten und dem Marmor genommen und zu Dünnschliffen bzw. Sondenschliffen verarbeitet, um die *P-T* Daten zu gewinnen. Mit den Ergebnissen und Erkenntnissen aus diesen Untersuchungen wurde die tektonische Zugehörigkeit des Serpentinitkomplexes im Bezug auf die umliegenden Großeinheiten bestimmt.

2. Geographische Übersicht

Das Kartiergebiet liegt nördlich der Rieserferner Gruppe am Nordhang der Durreck-Gruppe auf einer Höhe von 1800 m bis knapp 3000 m, wobei sich das Gebiet in etwa Ost - West parallel zum Verlauf des Hauptgrates und damit auch des Serpentinitkörpers erstreckt. Die Grenze zwischen dem Serpentinitkomplex und ostalpinen Kristallin, wie auch im Norden der Übergang vom Serpentinitkomplex zu den Bündnerschiefern lassen sich morphologisch als Einkerbungen in den NNW-SSE verlaufenden Seitengraten erkennen (Abb. 1). Das Kartiergebiet verläuft quer über fünf Seitentäler des Ahrntales, welche in etwa senkrecht zum Grat streichen. Im Westen beginnt das Gebiet im Großklaustal, in welchem der westlichste Aufschluss des Serpentinitkörpers ansteht. Darauf folgt in Richtung Osten das Bärental, das Pürschtal, das Poinland und das Hasental. Im Osten endet das Kartiergebiet im Knuttental (Abb. 1). Im Norden wird es in etwa vom ersten Auftreten der Kalkglimmerschiefer bzw. Graphitglimmerschiefer begrenzt (ca. 1,5 km nördlich der Grenze zwischen Bündnerschiefer und Serpentinitkomplex) und im Süden größtenteils vom Grat der Durreck-Gruppe, wobei sich die Grenze aber vom Reiner Jöchl nach Ostsüdosten in Richtung Talboden verschiebt. Dies erfolgt aufgrund des schleifenden Streichens des Serpentinitkomplexes in Bezug auf den Hauptgrat, was besonders im Bereich der Weißen Wand sehr gut sichtbar ist.

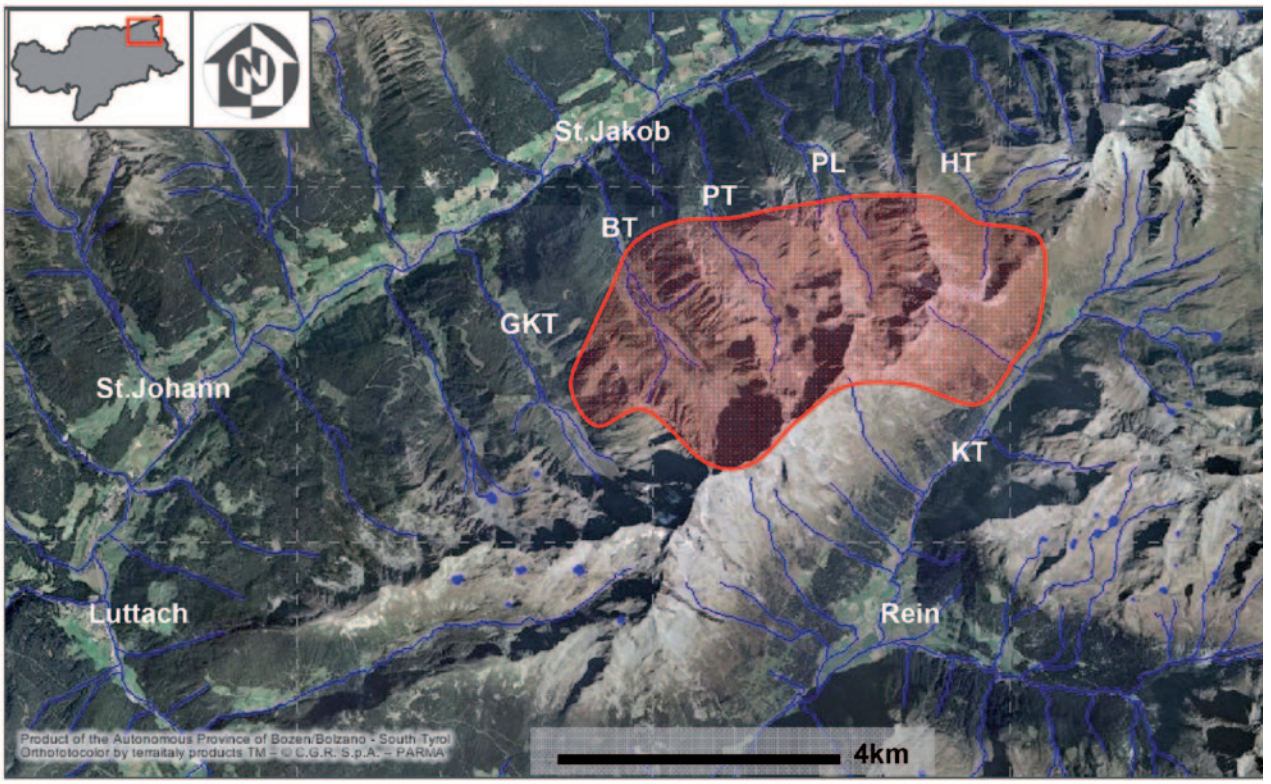

Abb. 1: Geographische Überblick über das Ahrntal mit den Seitentälern und dem Kartiergebiet (GKT: Großklaustal, BT: Bärental, PT: Pürschtal, PL: Poinland, HT: Hasental, KT: Knuttental) (http://www.provinz.bz.it/umweltagentur/geobrowserpro/index_d.htm)

3. Geologischer Überblick

Nach Bianchi et al. (1930) wird die Zone im hinteren Tauferer Ahrntal (siehe Abb. 1) als eine Wechselfolge aus Matreier Schuppenzone und Unterostalpin gesehen, wobei der Serpentinitkörper vollständig zum Penninikum gezählt wird. Im Süden schließt sich das Kristallin des Ostalpins an. Für Klebelsberg (1935) gehört die Schuppenzone der Oberen Schiefernhülle an. Tollmann (1963) hält die Schuppenzone als die Wurzelzone des Unterostalpins und Thiele (1980) zählt den Serpentinitkörper und seine umgebenden, stark verschuppten Lithologien zur penninisch-unterostalpinen Mischzone. Nach Frisch (1984, 1987) bildet die Matreier Schuppenzone das höchste Element der Bündnerschiefer innerhalb der Glocknerdecke, und besteht aus kretazischen Sedimenten in der Bündnerschiefer-Fazies, in denen Olistholithe und Schürflinge von Gesteinen schwimmen, die dem ostalpinen Faziesraum entstammen. Als Äquivalent zur Matreier Zone im Süden gilt die nördliche Rahmenzone des Tauernfensters. Für Rost (1989) gilt sie als das höchste tektonische Element des Tauernfensters. Wie bereits andere Autoren hält auch er ihre genaue Abgrenzung von der Oberen Schieferhülle und dem ostalpinen Kristallin aufgrund ihrer Verschuppungen als problematisch. Neben den Bündnerschiefern treten in der Matreier Zone unter anderem Grünschiefer, Serpentinite, Quarzite, Quarzphyllite, Marmore und Dolomitbrekzien auf. Die intensiv verschuppte Zone markiert im Süden des Tauernfensters die Grenze zwischen Penninikum und Ostalpin. Nach Stingl & Mair (2005) belegt die Matreier Schuppenzone die Schließung des Penninischen Ozeans (in der Kreide) durch das Heranrücken der ostalpinen Einheiten, bei welcher Schollen des Ostalpins und auch Relikte des Penninischen Ozeans in die Überschiebungszone eingearbeitet worden waren und gilt somit als Mischzone von penninischen und ostalpinen Gesteinen. Fuchs & Linner (2005) stellen die Matreier Zone in das eigenständige Unterostalpin. Trotzdem standen sich ihrer Ansicht nach die Großeinheiten, das Penninikum und das Ostalpin, in ihrer ursprünglichen räumlichen Anordnung näher, als früher angenommen und somit können keine klaren Grenzen zwischen dem Tauernfenster, dem Unterostalpin und dem ostalpinen Kristallin gezogen werden. In der Matreier Zone können gut Isoklinalfalten beobachtet werden, wel-

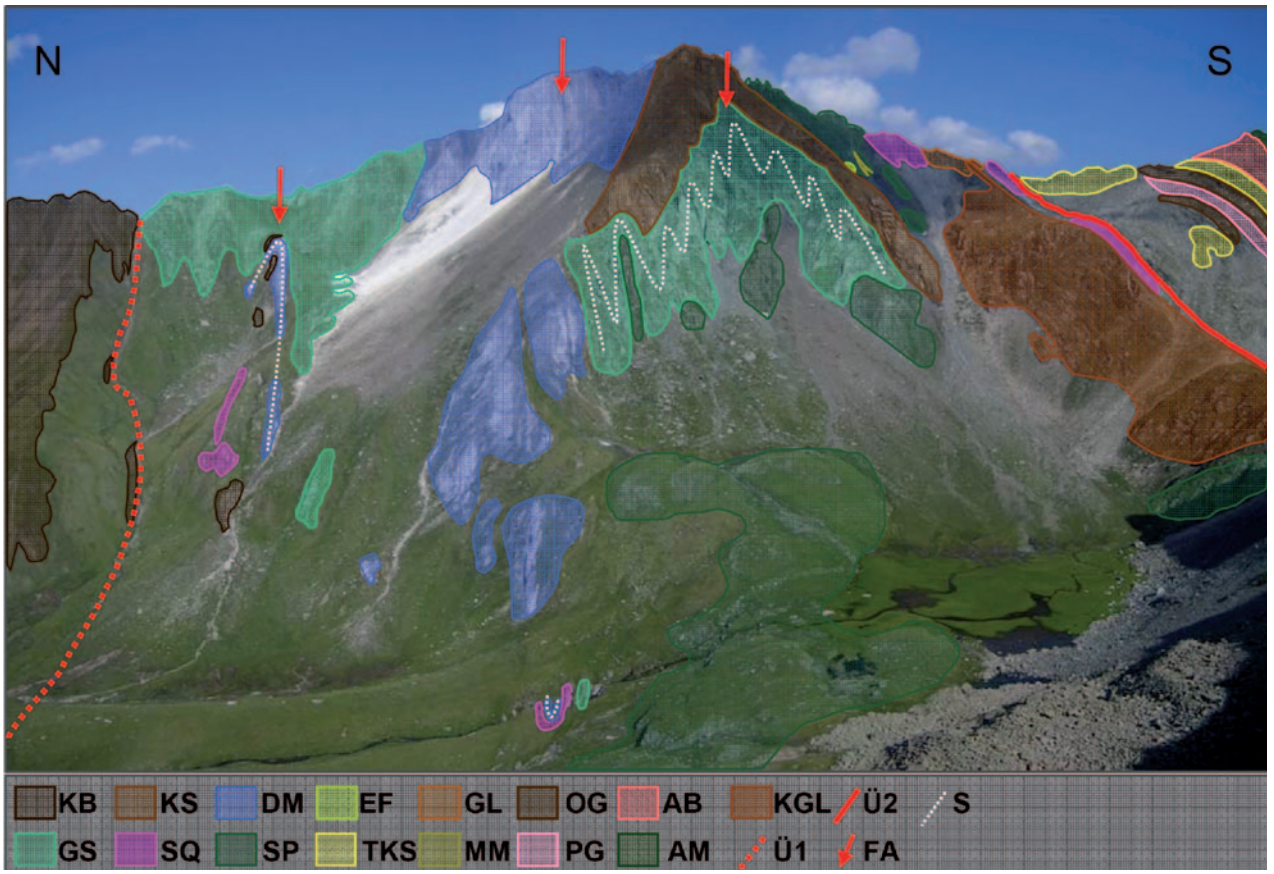

Abb. 2: Übersicht der Lithologien im Gelände am Schwarzspitz (Poinland) mit dem Übergang Bündnerschiefer – Serpentinitkomplex (Ü1) und Serpentinitkomplex – Ostalpin (Ü2). Die Falten streichen E-W, wobei die Faltenachsen (FA) steil nach Osten abtauchen; im Bild sind die verfalteten Schieferungsflächen (S) der Grünschiefer und Dolomitmarmore angedeutet. Links: die Bündnerschiefer mit Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit (KB); Bildmitte: Serpentinitkörper mit Grünschiefern (GS), Dolomitmarmor (DM), Kalkglimmerschiefer (KS), Epidotfels (EF), Talk-Karbonat – Schiefer (TKS), Serpentinit (SP), Serizit-Quarzit (SQ), Glimmerschiefer (GL), kalkreicher Glimmerschiefer (KGL); Rechts: Metamergel (MM), Orthogneis (OG), Paragneis (PG), Albitblasten-Schiefer (AB), Amphibolit (AM)

che als inverse, noch mit dem Kristallin verbundene Sedimentabfolgen ausgemacht werden können, wie auch in anderen unterostalpinen Einheiten.

Bezüglich der Metamorphoseentwicklung wurde das Tauernfenster alpidisch (*P*-Maximum im Eozän, *T*-Maximum 35-25 Ma) metamorph überprägt und weist am Tauernfenster-Südrand Hinweise auf den grünschiefer/amphibolitfaziellen Abschnitt des retrograden *P-T* Pfades auf (Hoinkes et al., 1999; Thöni, 1999).

4. Lithologien

Im untersuchten Gebiet besteht der Tauernfenster-Südrand aus einer abwechslungsreichen Abfolge von verschiedenen Lithologien. Von Norden nach Süden treten als erstes die Bündnerschiefer der Oberen Schieferhülle mit ihren Kalkglimmerschiefern und Schwarzphylliten auf. Darauf folgen die Grünschiefer, welche mit den Bündnerschiefern randlich verschuppt sind, aber zum Serpentinit-Komplex gerechnet werden. Auf die Grünschiefer folgt im Hangenden ein mächtiger Dolomitmarmor mit Einschaltungen von einigen Meter mächtigen Lagen von Kalzitmarmor, Serizit-Quarzit, Glimmerschiefer und Grünschiefer. Südlich davon befindet sich der Kalkglimmerschiefer des Serpentinitkomplexes, der von einem weiteren mächtigen Grünschiefer unterlagert wird. Mit diesem Grünschiefer ist der Serpentinit verschuppt, welcher diese Zone prägt. Der Serpentinit weist randlich relativ kleine Aufschlüsse von mineralreichem Marmor, Zellendolomit, Karbonatbrekzie, Ophikarbonat, Epidotfels, Talk-Karbonat-, Talk-Magnetit- und Talk-Tremolit-Schiefer auf. Des Weiteren folgt eine Wechsellagerung von Kalkglimmerschiefer, Glimmerschiefer und Serizit-Quarzit. Diese Wechselfolge wird von einem kalkreichen Glimmerschiefer unterlagert.

Der Serizit-Quarzit stellt die südliche Grenze des Serpentinitkomplexes zum Ostalpin dar. Im austroalpinen Basement folgen dann verschiedene Paragneise (granatfreie Albit-Blastenschiefer oder granatführende Paragneise), Amphibolite, Orthogneise und Metamergel. Letztere setzen sich aus Glimmerschiefern, Grünschiefern und Amphiboliten bzw. Amphibol-Plagioklas-Felsen zusammen (Abb. 2).

5. Geologische Lagerung

Bereits während der Geländebegehung für die Kartierung im Maßstab 1:5000 konnte aufgrund der unterschiedlichen Lithologien die Grenze zwischen dem Serpentinitkomplex und dem Ostalpin gezogen werden. Die tektonische Grenze wurde mit der Lithologie des stark mylonitisierten Serizit-Quarzites festgelegt, welcher von ROST (1989) als Silberquarzit bezeichnet wird. Dieses steil nach Süden einfallende Gestein gehört aufgrund der Zusammensetzung und der Entstehungsgeschichte dem Tauernfenster an. Es entstand durch die metamorphe Überprägung radiolarienreicher Tiefsee-Ablagerungen im Penninischen Ozean.

In der geologischen Karte ist die orogenparallele Ausdehnung des Serpentinitkomplexes sehr gut erkennbar. So wie die nördlich anschließenden Bündnerschiefer und das im Süden angrenzende ostalpine Kristallin besitzt er Ost-West streichende Hauptschieferungsflächen (Abb. 3). Im westlichen Bereich des Arbeitsgebietes, im Großklaustal, Bärental und Pürschtal, konnten keine Falten im größeren Maßstab gefunden werden. Hingegen treten in Richtung Osten erst am Joch auf 2595 m zwischen dem Pürschtal und dem Poinland, südlich des Serpentinitkomplexes, die ersten Isoklinalfalten mit Amplituden im Meterbereich auf. Dort sind der Glimmerschiefer und der Kalzitmarmor miteinander verfaltet, direkt südlich darauf folgt der stark verfaltete Serizit-Quarzit. Alle drei Lithologien

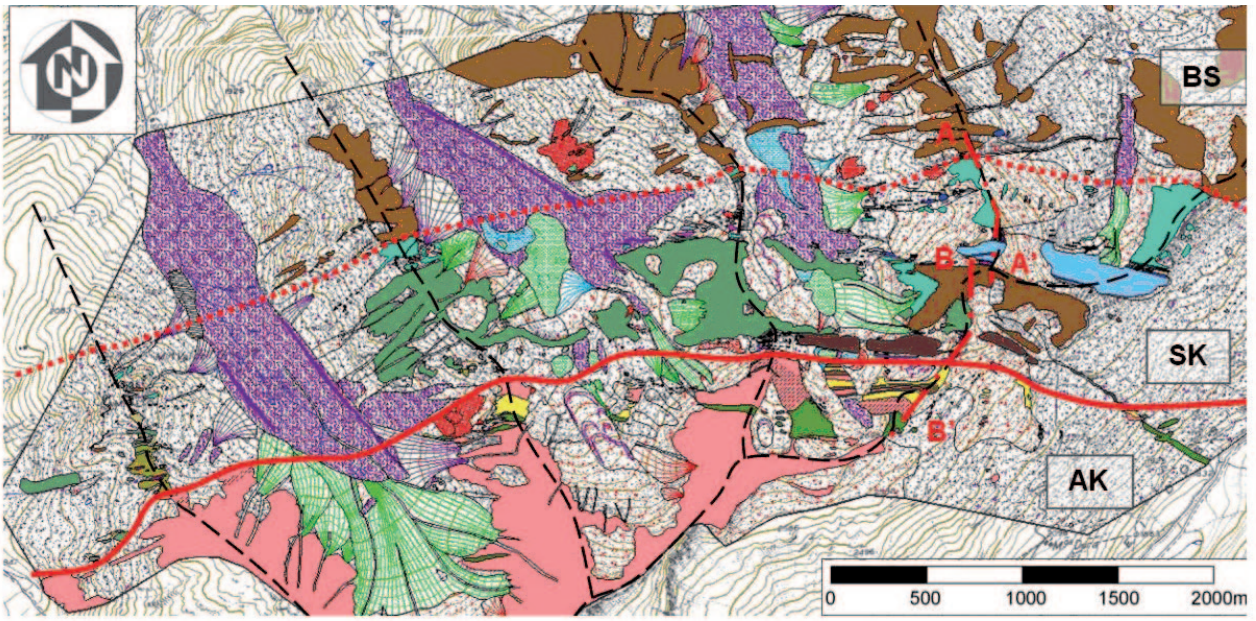

Abb. 3: Geologische Übersichtskarte des Kartiergebietes. Zur besseren Darstellung wurden die Hauptgrate und die Nebengrate mit den schwarz gestrichelten Linien gekennzeichnet. Die rot durchgehende Linie stellt die Grenze zwischen dem ostalpinen Kristallin (OK) und dem Serpentinitkomplex (SK) dar, die rot punktierte Linie zeigt den Übergang vom Serpentinitkomplex zu den Bündnerschiefern (BS). Die Spur des geteilten Profilschnittes (A – A' und B – B') verläuft entlang des Nordgrates des Schwarzspitzes und des Hauptgrates (in etwa N – S).

BÜNDNERSCHIEFER
- Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit (BS)

SERPENTINITKOMPLEX
- Kalkreicher Glimmerschiefer
- Glimmerschiefer
- Kalkglimmerschiefer (SK)
- Dolomitmarmor
- Kalzitmarmor
- Quarzit
- Grünschiefer
- Mineralreicher Marmor
- Talk-Magnetit-Schiefer
- Epidotfels
- Ophikarbonat
- Talk-Karbonat-Schiefer
- Serpentinit

OSTALPINES KRISTALLIN SÜDLICH DES TAUERNFENSTERS
- Metamergel
- Paragneis
- Paragneis / Albit-Blasten-Schiefer
- Amphibolit
- Orthogneis

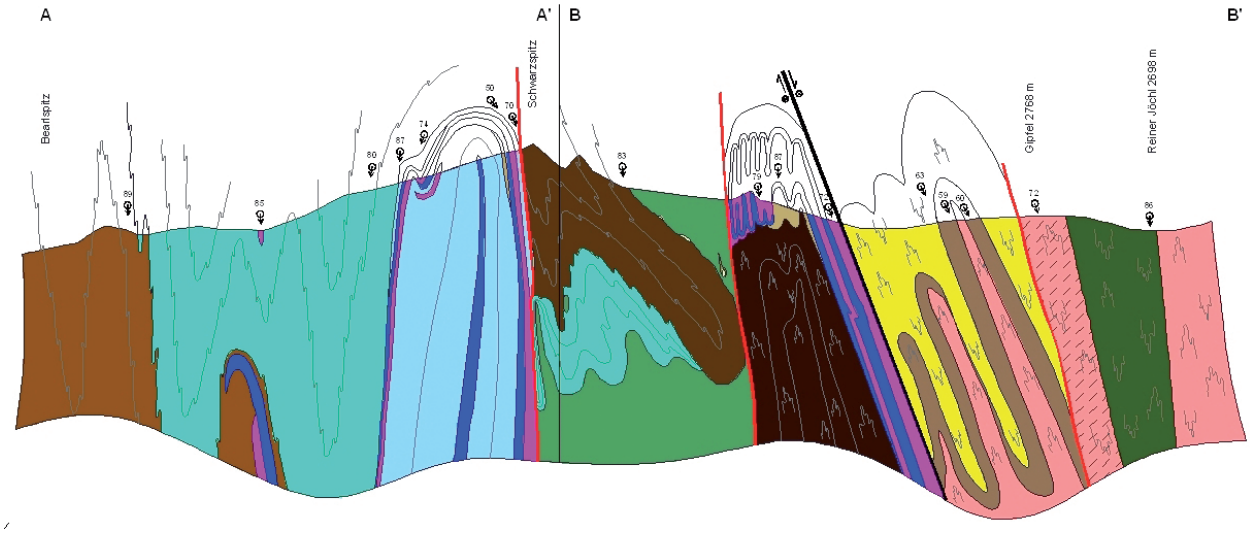

Abb. 4: Das geologische Profil (Spur A – A' und B – B' in Abbildung 3) verläuft in etwa Nord-Süd über den Bearlspitz, den Schwarzspitz, den Gipfel 2768 m bis zum Reiner Jöchl und ist in dieser Abbildung nicht maßstabsgetreu dargestellt (Legende für die Lithologien siehe Abbildung 3).

weisen flach nach Westen abtauchende Faltenachsen auf. Ein analoges Bild zeigt sich weiter in Richtung Osten, südlich des Schwarzspitzes. Dort steht der Kalzitmarmor im direkten Kontakt mit Serizit-Quarzit, teilweise auch mit Glimmerschiefer und ist mit diesen intensiv verfaltet. Im östlichen Poinland, im Bereich Schwarzspitz, sind in mehreren Lithologien wie dem Grünschiefer, dem Dolomitmarmor und dem Kalkglimmerschiefer des Serpentinitkomplexes steil nach Osten fallende Faltenachsen messbar. Die nach Osten abtauchenden Faltenachsen wurden wahrscheinlich während der nach Osten gerichteten Exhumation des Tauernfensters steil gestellt. Als einer der Hinweise dafür können die gebogenen Faltenachsen des Grünschiefers angesehen werden.

Vom Poinland über das Hasental bis in das Knuttental kann eine auffallende Zunahme der Mächtigkeit mehrerer Lithologien aus dem Tauernfenster und dem kristallinen Basement erkannt werden. Im Westen betragen die Mächtigkeiten teilweise nur wenige Meter bis Zehner Meter, im Osten erreichen sie Mächtigkeiten bis zu 400 m. Dies ist durch die starke Isoklinalverfaltung zu erklären, wobei die Schenkel dieser Falten nach Westen hin extrem gelängt und somit ausgedünnt wurden.

6. Geologisches Detailprofil durch Bündnerschiefer, Serpentinitkomplex und ostalpines Kristallin

Im geologischen Profil in Abbildung 4 sind die südlichen Bündnerschiefer, der Serpentinitkomplex und das nördliche ostalpine Kristallin mit Internstrukturen, Störungen und Hauptstörung, welche der Deckengrenze entspricht, dargestellt. Im Norden beginnt es mit den liegendsten Einheiten, und zwar den Ost-West streichenden Kalkglimmerschiefern und Schwarzphylliten der Bündnerschiefer, welche steil mit über 85 Grad nach Süden einfallen. Darauf folgen die Grünschiefer mit teils Süd und teils Nord vergenten Falten, mit ebenfalls steil über 80 Grad einfallenden Schieferungsflächen. Unterhalb der mächtigen Grünschiefer befindet sich ein antiformes Faltenscharnier aus Kalzitmarmor, begleitet von ebenfalls verfaltetem Kalkglimmerschiefer und einem unverfalteten Serizit-Quarzit-Schiefer. Die Faltenachse fällt steil nach Osten ein, der nördliche Schenkel kann nur 150 m nach Westen verfolgt werden, der südliche Faltenschenkel verjüngt sich in derselben Richtung erst nach etwa 600 m.

Nach über 400 m Grünschiefer folgt im Hangenden eine Wechsellagerung von Dolomitmarmor, Kalzit-

marmor, Serizit-Quarzit bis Serizit-Quarzit-Schiefer, geringmächtigen Grünschiefer- und Glimmerschieferlagen, wobei der Dolomitmarmor eindeutig dominiert und die anderen Lithologien nur als einige m- bis 10er m mächtige Lagen auftreten. Dieses gesamte Gesteinspaket ist ebenfalls isoklinal verfaltet mit steil nach Osten (088/85) einfallenden Faltenachsen. Innerhalb dieses karbonatreichen Gesteinspakets können weit unterhalb und westlich des Grates neben den steil nach Osten einfallenden Achsen auch steil nach Westen einfallende Faltenachsen im Zentimeter Bereich gemessen werden (270/75). Die Ost-West streichende Achsenebene (185/85) fällt nahezu senkrecht ein. Die aufgrund dieser Isoklinalverfaltung erreichte große Mächtigkeit erstreckt sich nach Osten durch das Hasental bis über die Weiße Wand mit einer parallelen Führung der Lithologiegrenzen und ohne jegliche Verjüngung. Folgt man den Grenzen dieser Lithologie hingegen in Richtung Westen, kann schon nach kurzer Distanz in der Talsohle des Poinlandes die starke Verjüngung der Mächtigkeit des Dolomitmarmors erkannt werden.

Der Marmor wird durch eine annähernd senkrecht stehende, Ost-West streichende Störung von den südlich anschließenden Kalkglimmerschiefern des Serpentinitkomplexes getrennt. Der Kalkglimmerschiefer wurde wie die restlichen Lithologien stark isoklinal verfaltet. Die Antiform, welche eine mäßig steil nach Süden einfallende Achsenebene besitzt, zeigt in ihren beiden Schenkeln jeweils eine Synform. Die nördliche Synform ist aber im Gegensatz zur Südlichen von der Störung zum Marmor hin abgeschert worden. Dieser Kalkglimmerschiefer kann aufgrund der steil nach Osten einfallenden Faltenachse nur nach Osten hin verfolgt werden. Er bildet den Gipfelbereich des Schwarzspitzes und zieht mehrere Hundert Meter in das Knuttental hinab und wird dort auf beiden Seiten von Störungen begrenzt.

Der Kalkglimmerschiefer liegt über einem gleichfalls isoklinal verfalteten Grünschiefer. Seine Antiform ist auch sehr gut in der geologischen Karte erkennbar. Der Scheitel tritt aufgrund seiner steil nach Osten einfallenden Faltenachse im Profil erst tief bei etwa 2665 m auf. Ein ausgedünnter Schenkel dieses Grünschiefers kann weit nach Westen verfolgt werden.

Unterhalb des Grünschiefers befindet sich der Serpentinitkörper, welcher zusammen mit dem Grünschiefer nach Osten hin abtaucht. Somit verschwindet er in Richtung Osten vollkommen, aber nach Westen ist er über mehrere Kilometer in einer beträchtlichen Mächtigkeit von bis zu 600 Metern zu verfolgen. Eine Serpentinitlinse wurde durch die Bildung der südlichen Synform des Kalkglimmerschiefers in größere Höhe am Südgrat des Schwarzspitzes gehoben. Dort steht er aufgrund des fehlenden Grünschiefers direkt im Kontakt mit dem Kalkglimmerschiefer. Diese große Serpentinitlinse, welche 200 m in die Tiefe reicht, weist randlich kleine Linsen mit Epidotfels und Talk-Karbonat-Schiefer auf.

Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer und Serpentinitkörper stehen noch in ihrem ursprünglichen Zusammenhang. So wie im Norden werden sie auch im Süden von einer steil stehenden Störung von den anschließenden Lithologien getrennt. Auf die südliche Störung folgt eine weitere Antiform, gebildet von kalkreichem Glimmerschiefer. Darüber befindet sich eine verfaltete Isoklinalfalte aus Serizit-Quarzit, Kalzitmarmor und Glimmerschiefer. Der kalkreiche Glimmerschiefer besitzt eine Ost-West streichende Achsenebenenschieferung mit einer durchschnittlichen Einfallrichtung von 180 und einem Einfallen von 45 bis 84°. Die Steckungslineare und Faltenachsen zeigen ein flaches Abtauchen in Richtung Westen, wie auch die Faltenachsen des Serizit-Quarzites und des Kalzitmarmors. Die Schenkel der verfalteten Isoklinalfalte dieser beiden Lithologien fallen mäßig steil nach Süden ein und streichen ebenso Ost-West. Der verfaltete Bereich ist auch am westlichen Nebengrat im Joch 2696 m auszumachen.

Die stark mylonitisierten Schenkel des Serizit-Quarzits können hingegen vom Knuttental bis in das Bärental verfolgt werden. Dieser Serizit-Quarzit bildet eine mäßig steil nach Süden einfallende Scherzone, welche die Deckengrenze zum Ostalpin darstellt. An ihr hat ein großer Seitenversatz, aber auch ein nicht feststellbarer Höhenversatz der beiden Großeinheiten stattgefunden.

Das südlich folgende, hangende austroalpine kristalline Basement streicht ebenfalls Ost-West und fällt im Schnitt mit 50-75° nach Süden ein. Der Metamergel steht in Wechselfolge mit geringermächtigen Lagen an Ortho- und Paragneis, was auf einen Isoklinalfaltenbau mit Amplituden im Hundert-Meter-Bereich dieser Lithologien schließen lässt. Der anschließende Paragneis, ein Albit-Blasten-Schiefer im Bereich des Gipfels 2768 m, wurde wie der südlich darauf folgende Amphibolitkörper intern isoklinal verfaltet. Beide erreichen somit im Bereich zwischen Katzenkofl und Gipfel 2768 m eine beträchtliche Mächtigkeit. Um den Gipfel 2768 m sind beide Lithologien wieder bereits verjüngt, wobei der Paragneis bzw. Albit-Blasten-Schiefer nach Osten hin noch stärker ausdünnt. Der Amphibolit hingegen

	Gesamte Messungen	Tauernfenster	Nördliches ostalpines Kristallin
S	175/74	174/74	178/74
AE	173/83	172/80	171/88
L (flach nach Osten)	089/20	085/20	100/28
L (steil nach Osten)	087/62	087/62	-
L (flach nach Westen)	261/23	258/23	263/23
L (steil nach Westen)	256/54	255/58	254/51
FA (flach nach Osten)	093/25	083/28	-
FA (steil nach Osten)	083/65	082/68	-
FA (flach nach Westen)	259/26	257/25	262/25
FA (steil nach Westen)	273/60	275/63	-

Tab. 1: Durchschnittswerte für Einfallrichtung und Einfallen der Schieferungsflächen (S), Achsenebenen (AE), Linearen (L) und Faltenachsen (FA) aus dem gesamten Kartiergebiet und aufgeteilt in Tauernfenster und nördliches ostalpines Kristallin. (-: nicht gemessen oder nur vereinzelt vorhanden)

erreicht in Richtung Knuttental wieder eine größere Mächtigkeit.

Auf den albitblastenführenden bzw. granatfreien Paragneis folgt ein granatführender und albitblastenfreier Paragneis südwestlich des Reiner Jöchls. Dieser erreicht in Richtung Süden eine Mächtigkeit von mehreren Hundert Metern (Abb. 4).

7. Strukturgeologie des Untersuchungsgebietes

Die strukturgeologischen Daten stammen aus dem nördlichen Bereich des ostalpinen Kristallins, aus dem Serpentinitkomplex und den Bündnerschiefern, und wurden in der flächentreuen stereographischen Projektion der Flächen als Polpunkte bzw. Durchstoßpunkte in der nach oben geöffneten Halbkugel im Schmidt'schen Netz dargestellt und verglichen. Im Serpentinitkörper konnten keine verwertbaren Strukturdaten gemessen werden. Die Einfallrichtungen und die Einfallwinkel der Schieferungsflächen über das gesamte Kartiergebiet wurden an 333 Aufschlusspunkten aufgenommen. Mittels Konturplots (Abb. 5) wurde jener Bereich festgelegt, über welchen der Durchschnittswert berechnet wurde. Die verwendeten Daten ergeben Durchschnittswerte der Einfallrichtung und des Einfallens von 175/74 über das gesamte Kartiergebiet (Tab. 1). Um einen möglichen Unterschied zwischen den Einfallrichtungen und -winkeln des Tauernfensters einschließlich des Serpentinitkomplexes und dem Austroalpin feststellen zu können, wurden die Daten auch in zwei getrennten Plots dargestellt. Dabei erhält man Werte, die kaum voneinander abweichen, und zwar für das Tauernfenster 174/74 und für das südliche Austroalpin 178/74 (Abb. 6 und 7). Die gemessenen Achsenebenen sind konkordant mit den gemessenen Hauptschieferungsflächen, was aufgrund der im Gelände erkennbaren Strukturen zu erwarten war. Die gesamten Achsenebenen besitzen einen Durchschnittswert von 173/83. Auch für die Achsenebenen wurden die Daten des Tauernfensters und des Austroalpins in zwei verschiedenen Plots abgebildet. Hier erkennt man ebenso eine große Übereinstimmung beider Werte. Für den Serpentinitkomplex einschließlich der Bündnerschiefer ergibt sich ein Wert von 172/80 und für das Austroalpin 171/88 (Tab. 1).

Die Durchstoßpunkte der Streckungslineare zeigen einen Ost-West gerichteten Trend, wobei die Lineare aber von steil bis flach nach Osten und Westen einfallen können. Daher wurden alle Werte in vier Gruppen eingeteilt. Die Einfallrichtungen und -winkel der Lineare ergeben für flach nach Westen einfallende

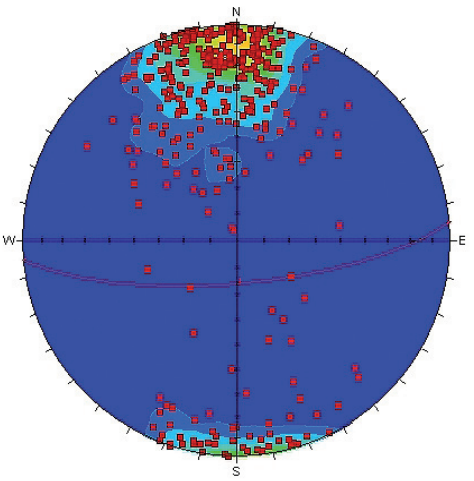

Abb. 5: Konturplot mit den Polpunkten der Schieferungsflächen im Schmidt'schen Netz (333 Datensätze).

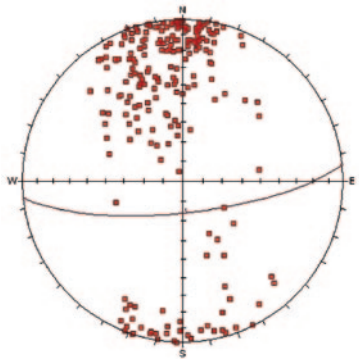

Abb. 6: Schieferungsflächen aus dem Tauernfenster mit einem Durchschnittswert von 174/74 (Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel, 218 Daten).

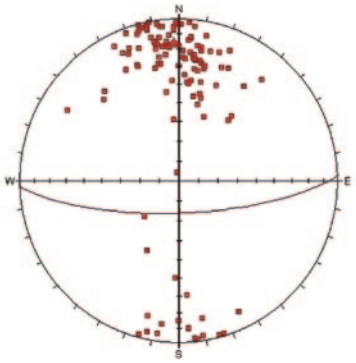

Abb. 7: Schieferungsflächen aus dem ostalpinen Kristallin mit einem Durchschnittswert von 178/74 (Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel, 115 Daten).

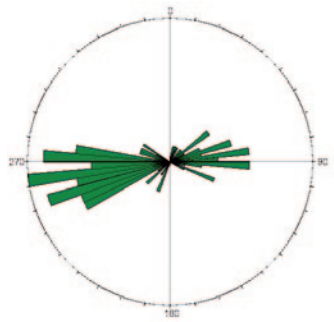

Abb. 8: Das unipolare Rosendiagramm zeigt gut den Ost-West gerichteten Trend der Streckungslineare im gesamten Kartiergebiet (106 Datensätze mit einem Intervall von 5°).

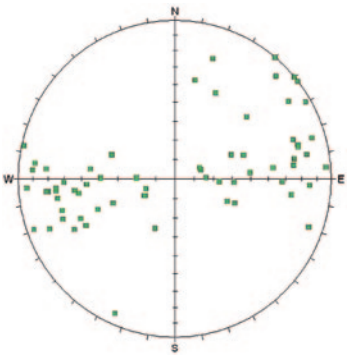

Abb. 9: Die Durchstoßpunkte der Streckungslineare aus dem Tauernfenster im Schmidt'schen Netz (untere Halbkugel) zeigen steil und flach stehende Werte nach Osten und nach Westen (65 Daten).

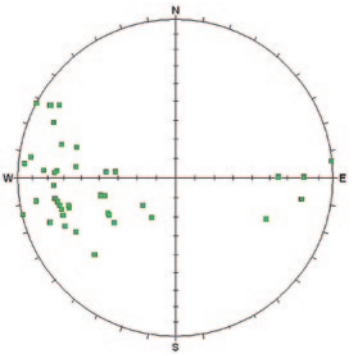

Abb. 10: Die Durchstoßpunkte der Streckungslineare aus dem Ostalpin im Schmidt'schen Netz (untere Halbkugel) weisen keine steil nach Osten einfallenden Werte auf (41 Daten).

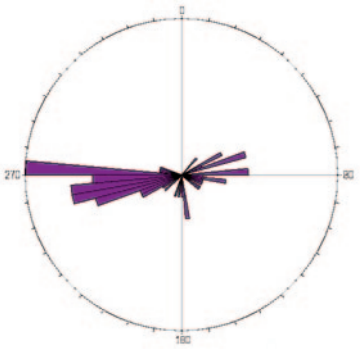

Abb. 11: Das unipolare Rosendiagramm zeigt gut den ebenfalls Ost-West gerichteten Trend der Faltenachsen im gesamten Kartiergebiet (57 Datensätze mit einem Intervall von 5°).

Lineare einen Durchschnittswert von 261/23, für die flach nach Osten einfallenden Lineare 089/20. Für steiler einfallende Lineare ergaben die Werte nach Westen 256/54 und nach Osten 087/62. Alle Streckungslineare wurden zusätzlich im Rosendiagramm (Abb. 8) dargestellt. Um auch für die Streckungslineare die eventuellen Abweichungen zwischen den beiden Einheiten erkennen zu können, wurden ebenfalls zwei Plots erstellt, in welchen man größere Unterschiede als bei den Schieferungsflächen und Achsenebenen erkennen kann. Jene des Tauernfensters fallen flach nach Westen mit 258/23 und flach nach Osten mit 085/20 ein. Weitere stehen steil nach Westen mit dem Wert 255/58 und steil nach Osten mit einem Durchschnittswert von 087/62. Im Austroalpin ergeben sich für die flach nach Westen einfallenden Lineare Werte von 263/23 und nach Osten 100/28. Steiler einfallende Lineare fallen nur nach Westen mit 254/51, die flach nach Osten einfallenden Streckungslineare fehlen vollständig (Abb. 9 und 10).

Wie die Streckungslineare weisen auch die Faltenachsen einen West-Ost gerichteten Trend auf, mit denselben Variationen in Einfallrichtung und -winkel von steil bis flach. Die Faltenachsen zeigen einen noch deutlicheren Unterschied zwischen den Werten des Tauernfensters und jenen des Austroalpins. Die durchschnittlichen Daten der gesamten Messungen für die Faltenachsen ergeben für die flachen Faltenachsen nach Westen 259/26 und nach Osten 093/25, für die steileren Achsen nach Westen 273/60 und Osten den Wert 083/65. Die Faltenachsen wurden wie die Streckungslineare zusätzlich im Rosendiagramm (Abb. 11) dargestellt. Das Tauernfenster besitzt Faltenachsen mit durchschnittlichen Werten für die Einfallrichtung und den Einfallwinkel flach nach

Westen von 257/25 und nach Osten 083/28, steiler nach Westen 275/63 und Osten 082/68. Im Austroalpin konnten hauptsächlich flach verlaufende Faltenachsen nach Westen gemessen werden (262/25), die flach nach Osten einfallenden und die steiler nach Westen und Osten einfallenden Faltenachsen sind kaum vertreten.

8. Arbeitsmethoden

Elektronenstrahl-Mikrosonde

Die ersten Untersuchungen sind am Rasterelektronenmikroskop des Typs JEOL JSM 5310 LV am Institut für Baustofflehre der Universität Innsbruck durchgeführt worden. Darauf folgend wurde die Elektronenstrahl-Mikrosonde des Typs JEOL 8100 SUPERPROBE des Institutes für Mineralogie und Petrographie an der Universität Innsbruck verwendet. Die Beschleunigungsspannung betrug 15 kV und der Probenstrom 10 nA bzw. 20 nA. Die Messzeiten lagen bei 20 sec. (Peak) und 10 sec. (Background). Die Rohdaten wurden nach der φρZ-Methode korrigiert. Die qualitative Messung der Minerale wurde energiedispersiv durchgeführt. Um eine quantitative Aussage zu erhalten, wurde wellenlängendispersiv gemessen. Die verwendeten Standards waren synthetische bzw. natürliche Minerale wie Al_2O_3 und TiO_2 bzw. Almandin, Quarz, Pyrop, Jadeit und Chromit. Na-, K-, OH-, CO_2-hältige Minerale wurden mit einem Raster von 15 x 15 µm^2 bzw. 20 x 20 µm^2 gemessen, um den Verlust dieser leicht flüchtigen Elemente bzw. Moleküle möglichst gering zu halten. Andere Minerale wie Amphibole, Granate, Epidote, Hämatit bzw. Magnetit oder Pentlandit wurden punktförmig gemessen.

Mit den BSE-Bildern (backscattered electron images) können im submikroskopischen Bereich Texturen und Details der Minerale abgebildet und die Darstellung feinster Unterschiede in der Zusammensetzung eines Korns ermöglicht werden. Bei den so genannten Röntgenverteilungsbildern wird die Verteilung der einzelnen Elemente über einen festgelegten Bereich des Sondenschliffes in den Mineralen veranschaulicht. Um nach den Messungen thermobarometrische Untersuchungen durchführen zu können, wurden mittels der resultierenden Daten vorerst die Mineralformeln und die entsprechenden Anteile der Endglieder berechnet. Die Amphibole sind mit dem Programm Amph-IMA04 von Mogessie et al. (2004) berechnet worden. Die Antigorite wurden mit dem Programm NORM II 4.0 (Ulmer, 1993, schriftl. Mitt.) normiert und die restlichen Minerale mit dem Programm THERMOCALC 3.21 nach Holland & Powell (1998). Die Minerale der Kalzitmarmore wurden zusätzlich mit eigenen Tabellenberechnungen (EXCEL) verrechnet. Zum Berechnen der *P-T* Bedingungen wurde das Programm THERMOCALC 3.21 verwendet.

Röntgen Fluoreszenz Analyse

Die Haupt- und Spurenelemente von vier Serpentinitproben wurden mittels der Röntgen Fluoreszenz Analyse (RFA) am Institut für Erdwissenschaften, Bereich Mineralogie und Petrologie der Karl-Franzens-Universität Graz gemessen. Bei diesem Gerät handelt es sich um eine wellenlängendispersive RFA (S4 PIONEER) mit einer 4 kW Endfenster – Rhodium Röntgenröhre der Firma BRUCKER. Die Pulver wurden am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck vorbereitet. Dazu wurden die Bruchstücke der Proben in einer Achatmühle zermahlen. Das angefertigte Gesteinspulver wurde in Graz vor dem Weiterverarbeiten im Trockenschrank bei ca. 80°C getrocknet. Das Pulver wurde an einer Präzisionswaage auf 4 Nachkommastellen in einen Platintiegel genau eingewogen. 1 g des Probenpulvers wurde mit der 7-fachen Menge an Flussmittel (Dilithiumtetraborat $Li_2B_4O_7$) gut durchmischt. Das Gemisch wurde im Platintiegel unter ständigen Schwenken über einer Flamme zur besseren Homogenisierung an der FUSION MACHINE der HD ELEKTRONIK und ELEKTROTECHNIK GmbH geschmolzen und anschließend in eine Platinform gegossen. Nach dem Abkühlen wurde die fertige Schmelztablette aus der Form gedrückt.

9. Petrographie

Die Petrographie wurde anhand von Dünnschliffen unter dem Polarisationsmikroskop ausgearbeitet. Die Hauptgemengteile werden nachfolgend aufgelistet, die Nebengemengteile werden nur allgemein als Akzessorien (Titanit, Zirkon, Apatit, Turmalin und/oder opake Minerale) bezeichnet. Die Bildbreite bei 2-facher Vergrößerung (x2) beträgt 4 mm, bei 4-facher Vergrößerung (x4) 2 mm und bei 10-facher Vergrößerung (x10) 1 mm. Aufgrund der Vielzahl der Lithologien wird im Folgenden nur auf eine Auflistung der Mineralparagenesen in den Gesteinen eingegangen.

Obere Schieferhülle (Bündnerschiefer)

Kalkglimmerschiefer: Quarz + Karbonat + Feldspat + Muskovit ± Biotit ± Chlorit + Akzessorien.

Schwarzglimmerschiefer bzw. -phyllit: Quarz + Muskovit + Feldspat + Graphit ± Biotit + Akzessorien (Abb. 12).

Serpentinitkomplex

Kalkglimmerschiefer: Quarz + Karbonat + Feldspat + Muskovit ± Biotit ± Chlorit + Akzessorien.

Glimmerschiefer: Quarz + Feldspat + Muskovit + Klinozoisit/Epidot + Chlorit + Turmalin ± Biotit ± Stilpnomelan? + Akzessorien.

Dolomitmarmor: Karbonat + Talk ± Muskovit + Akzessorien.

Kalzitmarmor : Karbonat ± Muskovit + Akzessorien.

Mineralreicher Marmor: Karbonat + Muskovit ± Quarz ± Plagioklas ± Chlorit + Akzessorien.

Zellendolomit: Karbonat + Akzessorien.

Karbonatbrekzie: xenolithische Bruchstücke + karbonatische Matrix.

Serizit-Quarzit: Quarz + Muskovit (Serizit) + Akzessorien.

Grünschiefer: Epidot + Chlorit + Biotit + Amphibol + Quarz + Feldspat + Plagioklas + Karbonat + Akzessorien (Abb. 13).

Talk-Karbonat-Schiefer: Talk + Karbonat + Akzessorien (Abb. 14).

Talk-Magnetit-Schiefer: Talk + Karbonat + Amphibol + Muskovit + Quarz + Akzessorien.

Talk-Tremolit-Schiefer: Talk + Amphibol + Karbonat ± Muskovit ± Quarz + Akzessorien.

Ophikarbonat: Serpentin + Karbonat + Muskovit + Amphibol + Talk + Chlorit ± Plagioklas + Akzessorien.

Serpentinit: Serpentin + Pyroxen + Amphibol + Karbonat + Spinell ± Muskovit ± Chlorit + Akzessorien (Abb. 15).

Epidotfels: Epidot + Amphibol + Plagioklas + Quarz + Chlorit ± Karbonat ± Biotit ± Muskovit + Akzessorien.

Kalkreicher Glimmerschiefer: Feldspat + Quarz + Karbonat + Biotit + Muskovit + Chlorit + Akzessorien.

Austroalpines Basement

Orthogneis: Feldspat + Quarz + Muskovit + Akzessorien.

Granatfreier Paragneis: Feldspat + Quarz + Muskovit ± Biotit ± Chlorit + Akzessorien.

Granat-führender Paragneis: Feldspat + Quarz + Granat + Biotit + Chlorit + Karbonat ± Klinozoisit/Epidot ± Muskovit + Akzessorien.

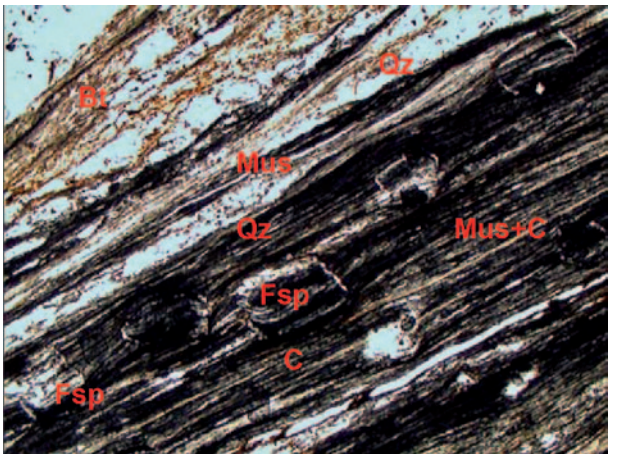

Abb. 12: Durchlichtaufnahme eines Schwarzglimmerschiefers mit Graphiteinschlüssen in den Feldspatblasten und Glimmern (parallele Nicols, Objektiv mit 4-facher Vergrößerung).

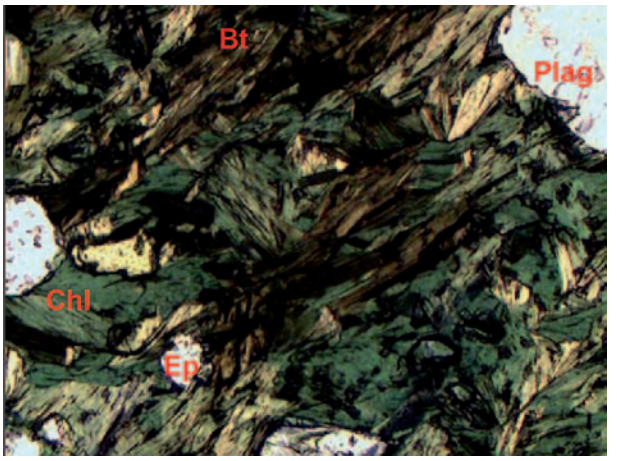

Abb. 13: Durchlichtaufnahme eines Grünschiefers mit porphyroblastischer Struktur: Die Paragenese besteht aus erwachsenen Chloriten und Biotiten mit farblosen Plagioklasen und Epidot (parallele Nicols, Objektiv mit 10-facher Vergrößerung).

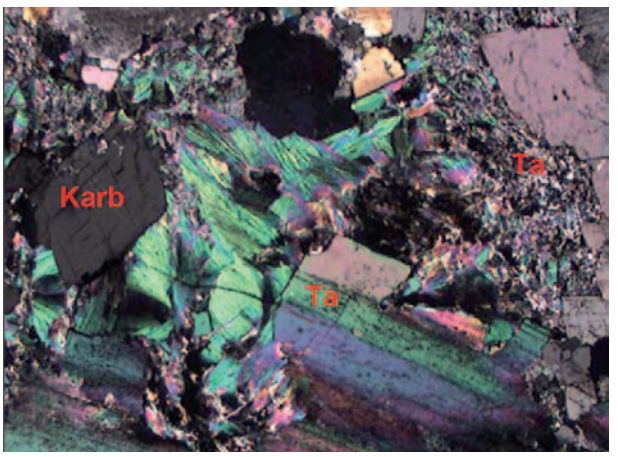

Abb. 14: Durchlichtaufnahme eines Talk-Karbonat-Schiefers mit fein- und grobschuppigem Talk und einzelnen Karbonatkörnern (parallele Nicols, Objektiv mit 4-facher Vergrößerung).

Amphibolit: Amphibol + Plagioklas + Quarz + Biotit + Chlorit ± Klinozoisit/Epidot ± Karbonat ± Muskovit + Akzessorien.

Metamergel besteht aus Glimmerschiefern, Grünschiefern und Amphiboliten. Glimmerschiefer: Quarz + Biotit + Muskovit + Feldspat. Grünschiefer: Epidot + Chlorit + Amphibol + Plagioklas + Quarz + Biotit. Amphibolit: Amphibol + Feldspat + Quarz + Biotit + Muskovit + Chlorit + Epidot + Akzessorien.

10. Mineralchemie

Mittels der Elektronenstrahl-Mikrosonde wurden die einzelnen Minerale auf ihre Zusammensetzung untersucht. Der Einbau bestimmter Elemente in die Struktur oder eventuelle Elementzonierungen einzelner Minerale lassen Schlüsse auf die Metamorphoseentwicklung zu. Dazu wurden einerseits BSE Bilder bzw. Elementverteilungsbilder (Röntgenverteilung) aufgenommen und einzelne Punkt- bzw. Rastermessungen durchgeführt. Markante Zonierungen weisen hauptsächlich Epidot und Amphibol aus dem Epidotfels (Abb. 16), die Amphibole der Grünschiefer des Serpentinitkomplexes und die Amphibole des Amphibolites auf. Die Karbonate im mineralreichen Marmor zeigen ebenfalls eine chemische Zonierung.

Plagioklas, Chlorit und Biotit zeigen hingegen keine oder nur eine sehr schwache chemische Zonierung. Die Änderung der Zusammensetzung der Amphibole aus dem Epidotfels wurde mittels BSE-Bildern und Röntgenverteilungsbildern dargestellt. Die Kationenzahlen werden in apfu (atoms per formula unit) angegeben. Im Folgenden werden die Mineralchemismen nach den Mineralarten beschrieben. Für die Tabellen mit den gesamten mineralchemischen Daten wird auf die Diplomarbeit von Forer (2008) hingewiesen.

10.1 Epidot

Epidotfels: Die Epidote der Probe UF/772a besitzen einen dunklen, Fe-armen und Al- reichen Kern und einen helleren, Fe-reicheren und Al-ärmeren Rand. Die Zonierung der Epidote zeigt im Kern einen relativ hohen Al-Gehalt und im Randbereich einen relativ niederen Al-Gehalt und weist damit auf den retrograden Metamorphosepfad während des Kornwachstums hin.

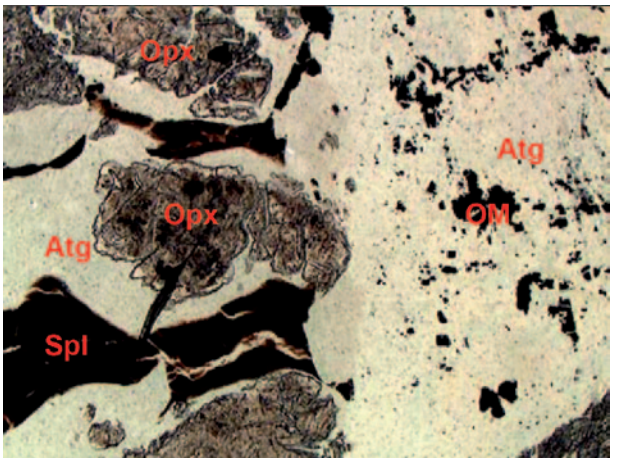

Abb. 15: Durchlichtaufnahme eines Serpentinits mit reliktischem Klinopyroxen, Spinellen und opaken Mineralen in einer Matrix aus feinfaserigen Serpentin (parallele Nicols, Objektiv mit 4-facher Vergrößerung).

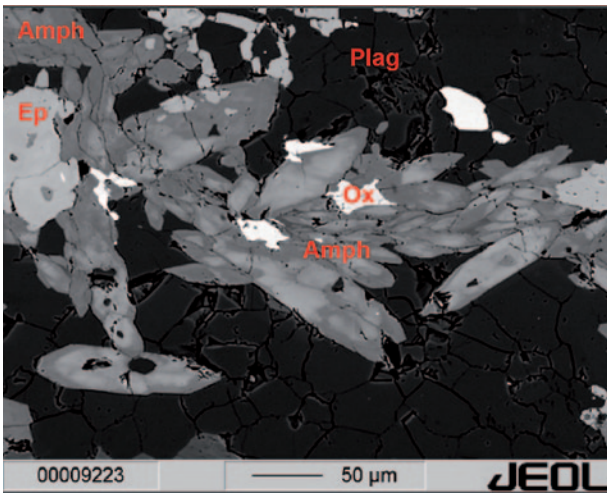

Abb. 16: BSE Aufnahme einer Probe aus dem Epidotfels mit Plagioklas, Epidot, Fe-Oxid und Amphibol mit gut erkennbarer Amphibolzonierung (heller Kern und dunkler Rand).

10.2 Amphibol

Epidotfels: Die Amphibole aus dem Epidotfels zeigen eine deutliche Zonierung mit hellem Kern und dunklem Rand. Die chemische Zusammensetzung der Amphibole weist auf den Verlauf des Metamorphosepfades während des Amphibolwachstums hin. Die Zusammensetzung der Kerne entspricht nach Mogessie et al. (2004) Winchiten, die Zusammensetzung der Amphibolränder Aktinolithen. Dies weist auf eine Druckentlastung hin und entspricht somit einem retrograden Metamorphosepfad. Bereits im BSE-Bild

(Abb. 16) ist die Zonierung im stängeligen Amphibol sehr gut zu erkennen. Vom Kern zum Rand hin nimmt Na auf der M(4)-Position und auf der A-Position ab. Ca und Mg nehmen hingegen zu, während Fe^{2+} und Fe^{3+} abnehmen. Al auf der VI- und IV-Position nimmt zum Rand hin ebenfalls ab und Si nimmt zu ($Al^{VI}\downarrow$, $Al^{IV}\downarrow$, Ca↑, Fe↓, Mg↑, $Na^{M4}\downarrow$, $Na^{A}\downarrow$, Si↑). Daraus können Vektoren abgeleitet werden, anhand derer man einen Teil des Metamorphosepfades rekonstruieren kann. Neben einem Fe-Mg Austausch finden drei weiteren Vektoren statt. Der Tschermak-Vektor (TS), der Edenit-Vektor (ED) und der Glaukophan-Vektor (GL) laufen während der Metamorphose ab. Laufen der Edenit- und der Glaukophan-Vektor vom Kern zum Rand hin ab, weist der ED auf eine Temperatur-Abnahme und der GL auf eine Druck-Abnahme während des Kornwachstums hin.

Grünschiefer: In diesem Kapitel wurden Amphibole aus verschiedenen Grünschieferproben (UF/370a, UF/408, UF/406a, UF/407a) des Serpentinitkomplexes untersucht. Aus den errechneten Mineralformeln wurden die Werte für Na, Ca, Al und Si entnommen und nachfolgende Verhältnisse berechnet, welche im Diagramm nach Laird and Albee (1981) dargestellt wurden (100Na/(Ca + Na) und 100Al/(Si + Al)). Die Punkte der Kerne und Ränder wurden farblich unterschiedlich dargestellt, um einen eventuellen Trend erkennen zu können. Die Resultate für die Amphibolkerne, als gelbe Dreiecke dargestellt, liegen bei verhältnismäßig hohen 100Al/(Si + Al) – Werten und niederen 100Na/(Ca + Na) - Werten. Die Amphibolränder besitzen relativ zu den Kernen niedrigere 100Al/(Si + Al) – Werte und ebenfalls niedrigere 100Na/(Ca + Na) – Werte. Man kann somit sehr gut auf die *P-T* Entwicklung während der Wachstumsphase schliessen, obwohl nur eine relative Druckänderung zwischen dem Kern- bzw. Randbereich der Mineralkörner und keine Aussage über den absoluten Druck abgeleitet werden kann. Die Kerne befinden sich deutlich im Bereich der Hochdruck, Sanbagawa & Franciscan Zone, hingegen liegt die chemische Zusammensetzung der Ränder in der Mitteldruck, Dalradian Zone nach Laird and Albee (1981). Die Kerne haben somit relativ zum Rand eindeutig höhere Drücke erfahren (Abb. 17).

Austroalpin: Die Amphibole aus den Amphiboliten des Austroalpins besitzen nach Mogessie et al. (2004) randlich eine aktinolithische Zusammensetzung. Im Kern gibt es leichte chemische Variationen von Magnesiohornblende, Tschermakit oder Ferropargasit.

Serpentinit: Bei den Amphibolen aus dem Serpentinit handelt sich nach Mogessie et al. (2004) ausschließlich um Tremolit mit einer Kationenzahl für das Si von 7.90-8.00 apfu, für Mg von 4.70-4.90 apfu und für Ca 1.93-2.00 apfu.

Talk-Tremolitschiefer: Bei den Amphibolen aus dem Talk-Tremolit – Schiefer handelt sich nach MOGESSIE et al. (2004) ausschließlich um Tremolit mit einer Kationenzahl für das Si von 7.90-7.98 apfu, für Mg von 4.73-4.81 apfu und für Ca 1.89-2.00 apfu. Bei den Amphibolen aus Amphiboliten des Metamergel handelt sich nach Mogessie et al. (2004) im Rand um Aktinolithe und im Kern um Tschermakite. Der Tschermakit besitzt folgende Kationenzahlen: für das Si 6.43 apfu, für Al 2.38 apfu, für Mg 1.95 apfu, für Fe^{2+} 1.95 apfu. Im Aktinolith beträgt die Kationenzahl für das Si 7.89 apfu, für Al 0.19 apfu, für Mg 3.35 apfu und für Fe^{2+} 0.93 apfu.

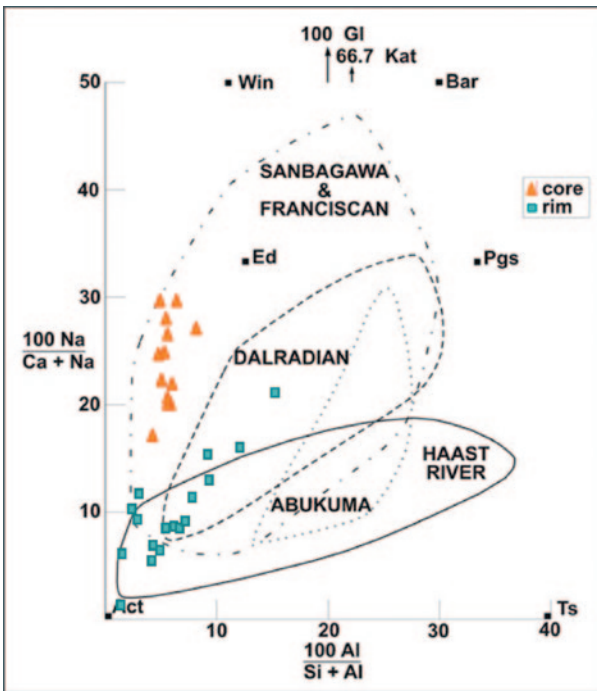

Abb. 17: Amphibole aus dem Grünschiefer: 100Na/(Ca+Na) – 100Al/(Si+Al) Diagramm von Laird and Albee (1981). Kern, Rand. Nach der Klassifikation von Leake et al. (2004) handelt es sich im Kern um Aktinolith und randlich um Magnesiohornblende.

10.3 Plagioklas

Die Plagioklase sind in allen Lithologien annähernd reine Albite und weisen nur in den Amphiboliten des Austroalpins eine schwache Zonierung auf. Dort weisen die Kerne folgende Kationenzahlen für Si 2.908 apfu, Al 1.083 apfu, Ca 0.075 apfu, Na 0.940 apfu auf. Die Ränder besitzen für Si 3.002 apfu, für Al 0.998 apfu, für Ca 0.006 apfu und für Na 0.957 apfu. Alle Plagioklase der anderen Lithologien liegen in etwa bei Werten wie die oben angeführten Ränder.

10.4 Biotit

Die Biotite aus dem Amphibolit weisen Schwankungen der Werte für Mg und Fe^{2+} auf, trotzdem können optisch keine eindeutigen Zonierungen festgestellt werden. Die Kationenzahlen für Si betragen 2.848 apfu, für Al 1.330 apfu, für Mg 1.128-1.2 apfu und für Fe^{2+} 1.450-1.505 apfu. Für die Biotite aus den Lithologien des Serpentinitkomplexes wurden Werte für Si von 2.811-2.886 apfu erhalten, für Al 1.315-1.442 apfu, für Mg 1.307-1.579 apfu und für Fe^{2+} 0.943-1.154 apfu.

10.5 Chlorit

Im Chlorit konnte keine chemische Zonierung festgestellt werden. Die Kationenzahlen der Chlorite aus den Serpentiniten und dem Talk-Tremolit-Schiefer liegen für Si bei 3.2-3.3 apfu für Al 1.2 apfu, für Mg 4.9 apfu und für Fe^{2+} bei 0.3 apfu. Jene der Grünschiefer und Epidotfelse liegen für Si bei 2.8 apfu, für Al bei 2.4 apfu, für Mg bei 3.1 apfu und für Fe^{2+} bei 1.6 apfu.

10.6 Muskovit

Im Muskovit aus dem mineralreichen Marmor wurde eine schwache Zonierung festgestellt. Der in den anderen Lithologien annähernd fehlende Cr-Gehalt ist hier erhöht. Die Kationenzahlen für Si ist 3.2 apfu, für Al 2.2 apfu, für Mg 0.19 apfu, für Fe^{2+} 0.24 apfu und für Cr bei 0.11 bis 0.22 apfu. Die Muskovite der Amphibolite zeigen eine unregelmäßige, schwache Zonierung. Die Kationenzahlen im Kernbereich betragen für Si 3.268 apfu, für Al 2.383 apfu, für Mg 0.197 apfu, für Fe^{2+} 0.104 apfu und für Na 0.248 apfu. Für den Randbereich betragen sie für Si 3.201 apfu, für Al 2.497 apfu, für Mg 0.221 apfu, für Fe^{2+} 0.120 apfu und für Na 0.044 apfu. Die Kationenzahlen der Muskovite aus dem Epidotfels liegen für Si bei 3.4 apfu, für Al bei 2.1 apfu, für Mg bei 0.4 apfu, für Fe^{2+} 0.1 apfu und für Cr <0,01 apfu.

10.7 Karbonat

In den Dolomitkörnern aus den mineralreichen Marmoren ist eine starke chemische Zonierung erkennbar. Im Gegensatz dazu gibt es im Kalzit nur eine schwache Zonierung. In den anderen Lithologien erkennt man an den BSE-Bildern und auch anhand der Messdaten im Karbonat keine Zonierung. Die Karbonatanalysen aus den unterschiedlichen Lithologien sind wie folgt:

Epidotfels: Die Kationenzahl des Kalzites aus dem Epidotfels ist für Ca 1.90-1.96 apfu für Mg 0.01-0.02 apfu, für Mn 0.02-0.04 apfu und für Fe^{2+} 0.01-0.02 apfu.

Grünschiefer: Die Kationenzahl des Kalzites aus dem Grünschiefer ist für Ca 1.97-1.98 apfu, für Mg 0.01 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe^{2+} 0.01 apfu.

Mineralreicher Marmor: Die Kationenzahl des Kalzitkerns ist für Ca 1.93 apfu, für Mg 0.06 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe^{2+} 0.01 apfu. Die Kationenzahl des Kalzitrandes ist für Ca 1.92 apfu, für Mg 0.05 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe^{2+} 0.03 apfu. Die Kationenzahl des Dolomitkerns aus dem Grünschiefer ist für Ca 1.02 apfu, für Mg 0.89 apfu, für Mn <0.01 apfu und für Fe^{2+} 0.09 apfu. Die Kationenzahl des Dolomitrandes ist für Ca 1.99 apfu, für Mg 0.77 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe^{2+} 0.17 apfu.

Talk-Tremolitschiefer: Die Kationenzahl des Kalzites ist für Ca 1.94 apfu, für Mg 0.04 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe^{2+} <0.01 apfu. Die Kationenzahl des Dolomits aus dem Grünschiefer ist für Ca 0.99 apfu, für Mg 0.94 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe^{2+} 0.06 apfu.

Serpentinit: Kalzit: Die Kationenzahl des Kalzites beträgt für Ca 1.89 apfu, für Mg 0.09 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe^{2+} 0.01 apfu. Dolomit: Die Kationenzahl des Dolomits ist für Ca 0.93-0.97 apfu, für Mg 0.95-1.01 apfu, für Mn 0.01 apfu und für Fe^{2+} 0.03-0.04 apfu. Magnesit: Die Kationenzahl des Magnesits ist für Ca <0.03 apfu, für Mg 1.73-1.83 apfu, für Mn 0.01-0.02 apfu und für Fe^{2+} 0.15-0.18 apfu.

10.8 Serpentinminerale

Aus der Mikrosondenanalyse geht lediglich hervor, dass es sich um ein Serpentinmineral handelt. Die Mineralformelberechnung wurde mit dem Programm NORM II 4.0 durchgeführt. Die Kationenzahlen der Serpentinminerale sind für Si 1.643-1.914 apfu, für Al 0.149-0.675 apfu, für Mg 2.503-2.723 apfu und für Fe^{2+} 0.142-0.184 apfu. Die Kationenzahlen der Serpentinminerale aus dem Talk-Karbonat-Schiefer sind für Si 1.990 apfu, für Al 0.090 apfu, für Mg 2.649 apfu und für Fe^{2+} 0.225 apfu. Um die Serpentinmodifikation bestimmen zu können, wurde eine qualitative Analyse mittels Pulverröntgendiffraktometrie durchgeführt. Das Pulver der vier Proben verschiedener Serpentinite wurde auf die Probenträger gegeben. Die Serpentinmodifikation wurde durch Vergleich mit vorgegebenen Datensätzen bestimmt. Daraus geht hervor, dass die Serpentinminerale der massiven Serpentinite nahezu ausschließlich Antigorit (Blätterserpentin) sind. Die Kluftfüllungen bestehen aus Chrysotilasbest (Faserserpentin).

10.9 Klinopyroxen

Die reliktischen Klinopyroxene aus dem Serpentinit zeigen keine Zonierung. Die Kationenzahlen sind für Si 1.990 apfu, für Mg 0.980 apfu, für Ca 1.978 apfu und für Fe^{2+} 0.040 apfu.

10.10 Chromspinell

Die Chromspinelle aus den Serpentiniten sind rekristallisierte Magnetite mit einer Cr-Komponente von 2.24 - 6.68 Gew. % Cr_2O_3.

11. Geochemie der Serpentinite

Melcher et al. (2002) stellen anhand der untersuchten Haupt- und Spurenelemente von Serpentiniten einen Zusammenhang zwischen den geochemischen Daten und der Genese der ehemaligen Ultramafite her. Daher wurde versucht, die Serpentinite des Arbeitsgebietes geochemisch zu charakterisieren. Drei von vier Proben stammen aus dem massiven Serpentinitkörper. Die vierte Probe besteht zum Teil aus Serpentin, zum Teil aus karbonatischer Kluftfüllung, daher konnten für diese Probe keine verwertbaren Daten gewonnen werden. Für die Hauptelemente erhielt man interpretierbare Daten. Die Spurenelementgehalte lagen zum Teil deutlich unter der Messgrenze, sodass nicht genügend verwertbare Daten produziert werden konnten. Aufgrund des relativ niedrigen Mg-Gehaltes der untersuchten Gesteine kann in den nachfolgenden Diagrammen keine Zuordnung zu vergleichbaren Gebieten wie dem Ochsner und dem Stubachtal erkannt werden. Aufgrund des Al_2O_3-Gehaltes erfolgt eine Zuweisung eher zu den Lherzolithen (Abb. 18). Die von Melcher et al. (2002) untersuchten mesozoischen Einheiten des Penninikums aus der Matreier Zone entsprechen daher den

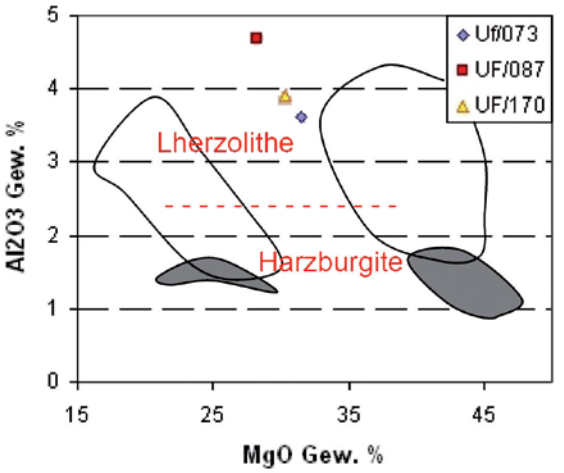

Abb. 18: MgO - Al_2O_3 Diagramm für ultramafische Gesteine der Penninischen Einheiten (ungefüllte Flächen: Ochsner, graue Felder: Stubachtal – Melcher et al., 2002) und den drei Proben (UF/073, UF/087, UF/170) aus dem Serpentinitkomplex (Schönberg-Spitz).

Serpentiniten aus dem Serpentinitkomplex dieser Arbeit (Bärental, Pürschtal, Poinland - entspricht dem Buinland aus Melcher et al., 2002).

Die Klassifikation der Ultramafite basiert auf dem Modalbestand von verwendeten Relikten primärer magmatischer Minerale. Die Gesteine aus dem Poinland sind demnach ehemalige Lherzolithe und Harzburgite. In der Matreier Zone wurden die meisten ultramafischen Gesteine vollkommen in Serpentinit umgewandelt. Tremolit, Chlorit, und Karbonat ersetzen die primären Klinopyroxene und diese werden wiederum von Antigorit ersetzt. Primäre Spinelle sind im Allgemeinen zu chromhältigen Magnetiten rekristallisiert. Die Serpentinite von Matrei in Osttirol sind weniger deformiert und weisen oft charakteristische Texturen einer Pseudomorphose auf (Melcher et al., 2002).

12. Thermobarometrie:

Thermometrie

Um die Temperaturen der alpidischen Metamorphose in den untersuchten Gesteinen feststellen zu können, wurden das Kalzit-Dolomit-Solvusthermometer an drei verschiedenen Lithologien angewandt. Das Kalzit-Dolomit Thermometer nach Rice (1977) und Anovitz & Essene (1987) wurde an drei verschiedenen Lithologien angewandt: Am mineralreichen Marmor (UF/015a), am Serpentinit (UF/087) und am Talk-Tremolit-Schiefer (UF/410). Dieses System re-equilibriert relativ schnell, was zu einer Erniedrigung der Temperaturen führen kann. Die durchschnittlichen Temperaturen nach Rice (1977) liegen zwischen 387°C und 496°C, nach Anovitz & Essene (1987) liegen die Temperaturen ein wenig tiefer, und zwar zwischen 335°C und 481°C.

Multiequilibrium-Thermobarometrie

Mittels der Multiequilibrium-Thermobarometrie kann man die *P-T* Bedingungen der alpidischen Metamorphose simultan berechnen. Die Daten wurden mit dem Programm THERMOCALC 3.21 (Holland & Powell, 1998) eruiert. Bei dieser Art von Berechnung werden alle möglichen Mineralreaktionen zwischen einem definierten Set an Phasenkomponenten berechnet. Aus diesen ergeben sich einzelne Gruppen an Reaktionen, welche einen Schnittpunkt ergeben. Die Berechnungen von zwei Grünschieferproben ergaben *P-T* Bedingungen von 7.3 – 8.6 kbar und 480 – 504°C.

13. Diskussion

Mit Hilfe struktureller, mineralchemischer und petrologischer Untersuchungen wurde versucht, eine Zuordnung des Serpentinitkomplexes zu den nördlich (Bündnerschiefer) und südlich (ostalpines Kristallin) angrenzenden Einheiten zu treffen. Wie aus den strukturgeologischen Daten eindeutig hervorgeht, verlaufen die Achsenebenen annähernd parallel zu den Schieferungsflächen und die Faltenachsen nahezu parallel zu den Linearen. Die untersuchten Einheiten müssen bereits während dem letzten Metamorphose/Deformationsereignis im Verband gestanden haben, so dass sich über das gesamte Untersuchungsgebiet diese konkordanten Hauptschieferungsflächen bilden konnten. Auffallend ist, dass im Austroalpin die flach nach Osten fallenden Lineare und Faltenachsen fast vollständig fehlen, aber auch die steil nach Westen und Osten verlaufenden kaum vorzufinden sind. Dies weist auf eine unterschiedliche strukturelle Entwicklung der beiden Großeinheiten vor der letzten Deformation hin. Im mylonitisierten Serizit-Quarzit, welcher die Grenze zwischen dem Serpentinitkomplex (Liegendblock) im Norden und dem Austroalpin (Hangendblock) im Süden darstellt, kann ein dextraler Schersinn anhand der Glimmerfische erkannt werden. Diese dextrale Scherbewegung und die flach verlaufenden Streckungslineare (257/25) bestätigen die ENE-gerichtete, orogen-parallele Extension und Exhumation des Tauernfensters (Fügenschuh et al., 1997). Da kein tektonischer Kontakt zwischen den Bündnerschiefern und dem Serpentinitkomplex nachgewiesen werden konnte, jedoch zwischen dem Serpentinitkomplex und dem südlich angrenzenden austroalpinen Basement eine markante mylonitische Deckengrenze verläuft, wird der Serpentinitkomplex als Südrand des Tauernfensters angesehen. Er bildet keine eigenständige Einheit sondern kann aufgrund von konkordanten Strukturen und der gleichen Metamorphoseentwicklung dem Tauernfenster zugeordnet werden.

Aufgrund der chemischen Zonierung der Amphibole kann eine deutliche Unterscheidung zwischen den penninischen und den austroalpinen Einheiten im Gebiet getroffen werden. Die Zusammensetzung der Amphibolkerne aus Grünschiefern im Serpentinitkomplex entspricht Winchiten, die Zusammensetzung der Amphibolränder Aktinolithen. Die Amphibole aus den Amphiboliten des Austroalpins besitzen zwar randlich ebenfalls eine aktinolithische Zusammensetzung, im Kern können sie aber als Magnesiohornblende, Tschermakit oder Ferropargasit klassifiziert werden. Korreliert man die mineralchemischen Daten mit Altersdaten aus dem Penninikum und dem Austroalpin (siehe Thöni, 1999) zeigt sich, dass die Gesteine des Serpentinitkomplexes eine alpidische blauschieferfazielle Entwicklung aufweisen, während die Gesteine des Austroalpins eine polyphase Entwicklung mit variszisch, amphibolitfaziellem und eoalpidisch grünschieferfaziellem Amphibolwachstum aufweisen.

Die Metamorphosetemperaturen des Serpentinitkomplexes und jene der Bündnerschiefer sind ähnlich. In den Bündnerschiefern wurde mittels des Kristallisationsgrades von graphitischem Material nach Beyssac et al. (2002) eine maximal erreichte Temperatur von 420-540°C ermittelt (Forer et al., 2009). Die Temperaturen des Serpentinitkomplexes, welche mittels des Kalzit-Dolomit Solvus Thermometers be-

stimmt wurden, liegen zwischen 334°C und 496°C. Bickle & Powell (1977) ermittelten Temperaturen von 410°C am Top der Matreier Zone im Glocknergebiet. Der geothermische Gradient bis hin zum Großglockner beträgt 25°C/km und somit steigt die Temperatur im Tauernfenster bis auf 490°C an (siehe Hoinkes et al., 1999). Der ermittelte Temperaturbereich für den Serpentinitkomplex nach der Kalzit-Dolomit Solvusthermometrie ist somit gut mit den Daten von Bickle & Powell (1977) für den Tauernfenster-Südrand korrelierbar und daher in Übereinstimmung mit dem grünschiefer/amphibolitfaziellen Abschnitt des retrograden alpidischen *P-T* Pfades des Tauernfensters vor 35-25 Ma (siehe Thöni, 1999). Die Druck- und Temperaturbedingungen nach der Berechnung mit THERMOCALC 3.21 für den Serpentinitkomplex entsprechen denen der unteren Blauschieferfazies bzw. oberen Grünschieferfazies mit einem Druck von etwa 7 – 8 kbar und einer Temperatur von ca. 500°C. Die Amphibolzonierung im Grünschiefer weist auf eine blauschiefer-, grünschieferfazielle Metamorphoseentwicklung hin in Übereinstimmung mit der druckbetonten alpidischen Metamorphose im Tauernfenster, die sich in Lawsonitpseudomorphosen äußert (siehe Hoinkes et al., 1999). Für den alpidischen Metamorphosepfad ergibt sich daraus ein „clockwise *P-T* path" mit Druck- und Temperaturabnahme während des Mineralwachstums (Abb. 19).

Diese offensichtlich gut übereinstimmenden *P-T* Bedingungen der alpidischen Metamorphose zwischen den Bündnerschiefern, dem Serpentinitkomplex und dem Ostalpin bestätigen daher die strukturgeologischen Ergebnisse, die darauf hinweisen, dass diese Einheiten während der alpidischen Metamorphose bereits im Verband waren.

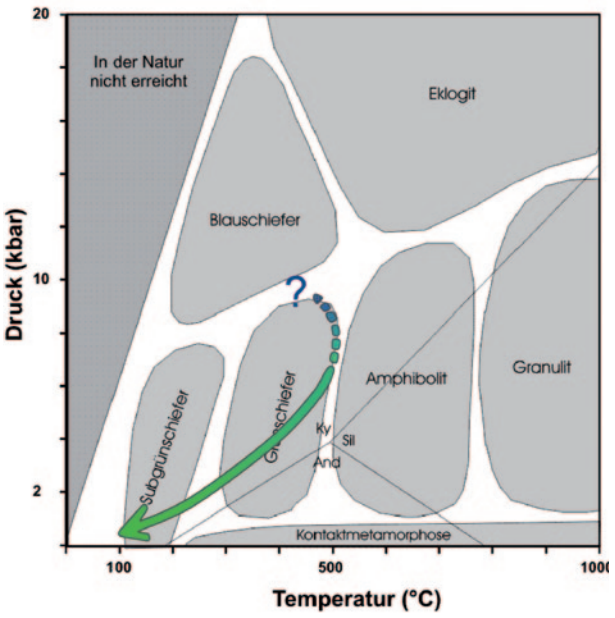

Abb. 19: Metamorphosepfad des Serpentinitkomplexes.

Danksagung

Dank gilt Dr. Reinhard Kaindl für die Unterstützung am Raman-Spektrometer, Dr. Richard Tessadri für die Messungen am Pulverröntgendiffraktometer, Prof. Bernhard Fügenschuh für die Diskussion über die Strukturgeologie, Prof. Christoph Hauzenberger, Universität Graz, für die Röntgen Fluoreszenz Analysen und Dr. Andreas Saxer für die Einweisung am Rasterelektronenmikroskop. Herrn Dr. Manfred Rockenschaub wird für die Durchsicht des Manuskriptes und die Kommentare gedankt.

Literatur

Literatur

Anovitz, L.M. & Essene, E.J. (1987): Phase Equilibria in the System $CaCO_3$-$MgCO_3$-$FeCO_3$. - Journal of Petrology, 28: 389-415.

Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C. & Rouzaud, J. N. (2002): Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. - Journal of Metamorphic Geology, 20: 859–871.

Bianchi, A., Dal Piaz, G. & Merla, G. (1930): Carta geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100000, Foglio Monguelfo.

Bickle, M.J. & Powell, R. (1977): Calcite-dolomite geothermometry for iron-bearing carbonates. - Contributions to Mineralogy and Petrology, 59(3): 281-292.

Forer, U. (2008): Petrologie und Strukturgeologie am Tauernfenster-Südrand im Ahrntal. -Unveröffentl. Diplomarb., Universität Innsbruck, 150 S.

Forer, U., Kaindl, R., Tropper P. & Mair, V. (2009): Mikro-Ramanspektroskopische Thermometrie an graphithältigen Bündnerschiefern am Tauernfenstersüdrand im Ahrntal (S-Tirol, Italien). - Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft (in Druck).

Frisch, W. (1984): Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic windows of the Eastern Alps. - Geologische Rundschau, 73: 33-45.

Frisch, W. (1987): Die Matreier Zone und ihre Bedeutung für die alpidische Orogenese. - Uni-Aktuell, Universität Salzburg, 10, 15 S.

Fuchs, G. & Linner, M. (2005): Die geologische Karte der Sadnig-Gruppe: Ostalpines Kristallin in Bezug zur Matreier Zone. - Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 145: 293-301.

Fügenschuh, B., Seward, D. & Mancktelow, N.S. (1997): Exhumation in a convergent orogen: The Western Tauern Window. - Terra Nova 9: 213-217.

Hoinkes, G., Koller, F., Rantitsch, G., Dachs, E., Höck, V., Neubauer, F. & Schuster, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. - Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 79: 155-181.

Holland, T.J.B. & Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. - Journal of Metamorphic Geology, 16: 309-343.

Klebelsberg, R. von (1935): Geologie von Tirol. - Gebrüder Bornträger, Berlin, 872 S.

Laird, J. & Albee, A.L. (1981): Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist; their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. - American Journal of Science, 281: 127-175.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S. & Birch, W.D. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. - Mineralogical Magazine, 405: 295–321.

Melcher, F., Meisel, T., Puhl, J. & Koller, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constrains from geochemistry. – Lithos, 65: 69-112.

Mogessie, A., Ettinger, K. & Leake, B.E. (2004): AMPHIMA04, a revised Hypercard program to determine the name of an amphibole from chemical analyses according to the 2004 International Mineralogical Association scheme. - Mineralogical Magazine, 68: 825-830.

Rice, J.M. (1977): Contact metamorphism of impure dolomitic limestone in the Boulder Aureole, Montana. - Contributions to Mineralogy and Petrology, 59: 237-259.

Rost, H. (1989): Zur Geologie, Petrographie und Tektonik des Pennins, der Matreier Zone und des Altkristallins zwischen Pürschbach und Großklausbach (Durreck-Gruppe, Ahrntal, Südtirol). -Unveröffentlichte Diplomarbeit Universität Erlangen-Nürnberg, 192 S.

Stingl, V. & Mair, V. (2005): Einführung in die Geologie Südtirols. - Autonome Provinz Bozen, Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Kardaun (BZ), 80 S.

Stöckher, B. (1982): Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin NW' Bruneck (Südtirol). - Unveröffentlichte Dissertation Universität Erlangen-Nürnberg; 215 S.

Thiele, O. (1980): Das Tauern Fenster. - In: Oberhauser, R. (Hrsg.), Der Geologische Aufbau Österreichs. Springer Verlag, Wien, 300-314.

Thöni, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. - Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 79: 209-230.

Tollmann, A. (1963): Ostalpensynthese. - Deuticke, Wien, 256 S.

Tollmann, A. (1977): Geologie von Österreich, Band 1, Die Zentralalpen. - Deuticke, Wien, 766 S.

Manuskript eingereicht: 9.4.2009
Überarbeitetes Manuskript angenommen: 3.7.2009