

Die ligurischen Ophiolite der Tarntaler Berge und der Matreier Zone

F. KOLLER & G. PESTAL

Zusammenfassung

Die Serpentine der Matreier Zone und des Reckner-Komplexes nehmen innerhalb der Ophiolite des Tauernfensters eine Sonderstellung ein. Auf Grund ihrer charakteristischen Merkmale sind sie am ehesten mit den Ophioliten der Platta-Decke zu vergleichen und werden als fragmentarische Reste der Kontinent-Ozean-Übergangszone des Piemont-Ozeans aufgefasst.

Die Matreier Zone und der Reckner-Komplex weisen auch eine nahezu identische metamorphe Entwicklungsgeschichte auf. Dies gilt sowohl für die erste druckbetonte Metamorphose als auch für die nachfolgende thermische Überprägung (Tauernkristallisation).

1. Einleitung

Das Tauernfenster ist bei weitem das größte tektonische Fenster der Ostalpen. Sein Internbau wird von zwei großtektonischen Einheiten, dem Glockner-Deckensystem (nach R. STAUB, 1924) und dem Venediger-Deckensystem (nach W. FRISCH, 1977), bestimmt (vgl. Abb. 1 - siehe gefaltete Anlage).

Das penninische Glockner-Deckensystem besteht aus metamorphen Äquivalenten von kreidezeitlichen kalkigen, mergeligen und tonigen Sedimenten, die in einem tiefen Meerestrog abgelagert wurden (den Bündnerschiefern der "Glockner- und der Fuscherfazies" im Sinne von G. FRASL und W. FRANK, 1966), und aus metamorphen Resten der ozeanischen Kruste.

Das Venediger-Decken-System ist die zweite, tektonisch unter dem penninischen Glockner-Deckensystem liegende Großeinheit des Tauernfensters (Subpenninikum im Sinne von A.G. MILNES, 1974). Neben meist geringmächtigen mesozoischen Metasedimenten finden wir hier vorrangig paläozoische Metamorphite und variszische Metagranite (die Zentralgneise). Diese Gesteinskomplexe bildeten im oberen Jura und in der Kreidezeit die kristalline Basis des südlichen europäischen (helvetischen) Schelfs (vgl. Abb. 1, siehe auch Abb. 2).

In der Nordrahmenzone beziehungsweise in der Matreier Zone am Südrand des Tauernfensters werden die tektonisch höchsten penninischen Decken und Schuppenzonen zusammengefasst. Die Hauptmasse der hier auftretenden Gesteine sind wiederum tiefmeerische Metasedimente der Bündnerschiefer-Gruppe. Im Gegensatz zum Glockner-Deckensystem treten aber in der Matreier Zone neben den kreidezeitlichen auch etliche bereits im Dogger und Malm abgelagerte Teile der Bündnerschiefer auf. Die Ophiolite spielen mengenmäßig lediglich eine untergeordnete Rolle. Weiters gibt es in der Nordrahmenzone und in der Matreier Zone zahlreiche Gesteinszüge und Großschollen von Perm-, Trias- und Lias-Gesteinen, die in ihrer Lithologie exakt Gesteinen der unterostalpinen Radstädter Tauern gleichen. Diese werden als unterostalpine Fragmente betrachtet.

Etliche geochronologische Daten belegen, dass Deckenbau, Deformation und Metamorphose des Tauernfensters hauptsächlich im Alttertiär stattfanden. Die penninischen Decken (Deckensystem Matreier Zone - Nordrahmenzone und Glockner-Deckensystem) sind heute weit auf den Deckenkomplex der Venediger-Decke überschoben und wurzellos. Ihre basalen Anteile, der Großteil der ozeanischen Kruste, wurden subduziert. Die Teildecken sind stets tektonisch fragmentiert und vielfach unterschiedlich metamorph überprägt. Entsprechend schwierig sind daher Korrelationen, wie sie dieser Artikel versucht.

2. Plattentektonische Ereignisse vor und während der Bildung des penninischen Ozeanbeckens

Vor ca. 160 bis 170 Millionen Jahren entstand der tiefmeerische penninische Trog der letztlich "Apulien" vom "helvetisch-europäischen Schelf" abtrennte. Dies ereignete sich gleichzeitig, mit der "Öffnung des Mittelatlantiks", zwischen Afrika und Nordamerika, dessen Nordrand durch eine Transform-Zone zwischen Südspanien und Maghreb mit dem Südrand des penninischen Ozeans verbunden war (vgl. Abb. 2). Zwei geotektonische Phasen kennzeichneten diese Entwicklung:

1. das vor-ozeanische Rifting und
2. die Bildung neuer ozeanischer Kruste an einem mittelozeanischen Rücken.

Im Lias, möglicherweise schon ab der obersten Trias, wurde das vor-ozeanische Rifting im apulischen Ost- und Südalpin ein bestimmender Faktor. Dabei bildeten sich durch N-S-verlaufende Brüche begrenzte Schwellen und Becken aus. Im unteren Dogger wurden die Dehnungen im Bereich des oberen Mantels intensiver. Dies führte vor allem im unterostalpinen Bereich zur Bildung zahlreicher listrischer Brüche, die sich nach unten in flache Abschiebungen fortsetzten. Die kontinentale Kruste wurde in große gekippte Schollen zerlegt (vgl. Abb. 3). Dabei kamen vor allem Breccien und Turbidite zur Ablagerung. Diese "Synrift-Sedimente" sind in den Tarntaler Bergen und in Graubünden (R. TRÜMPY, 1975; H. HÄUSLER, 1988; N. FROITZHEIM & G. MANATSCHAL, 1996) typisch und besonders prächtig entwickelt.

Den Übergang vom Rifting zum Seafloor Spreading kennzeichnete die weitere Dehnung der kontinentalen Kruste und des oberen Mantels unter Ausbildung von flachen Abschiebungen. Diese führten auch letztlich dazu, dass eine mehrere Zehnerkilometer breite Zone von exhumiertem subkontinentalem Mantelmaterial die Basis des neuen Ozeanbeckens bildete. Die aus freigelegtem, serpentinisiertem, subkrustalem Mantelmaterial bestehende ophiolitische Zone war zum Ostalpinen Schelf hin orientiert. Wie aus dem in Abb. 3 dargestellten Modell gut ersichtlich ist, war der ligurisch-piemontesische Meerestrog asymmetrisch gebaut. Es kamen auch Tiefseesedimente, die Radiolarite (unter der CCD) und die Aptychenkalke zur Ablagerung. Wie wir heute aus vielen Profilen wissen, lagern die Radiolarite oftmals als erstes über Ophikalziten und über den zuvor beschriebenen Ophioliten. Somit herrschten im Piemont-Ozean ab dem späteren Mitteljura tiefmeerische Bedingungen.

Der aufsteigende astenosphärische Mantel führte in weiterer Folge zum typischen basischen Magmatismus und zur Ausbildung der mittelozeanischen Rücken. Mit der Bildung von Magmen und der Bildung ozeanischer Kruste gegen Ende des mittleren Jura wurde das Rifting schwächer oder setzte ganz aus. Es kam sozusagen das Seafloor Spreading und die allmähliche Verbreiterung des Ozeanbeckens in Gang (vgl. Abb. 3). Die im oberen Jura und in der Kreide gebildete alpine ozeanische Kruste entspricht aber nur in Ausnahmefällen der von der Penrose Field Conference (R.G. COLEMAN, 1977) vorgeschlagenen Definition für Ophiolit-Sequenzen. Gabbros sind deutlich untervertreten, "Sheeted-dykes-Komplexe" scheinen überhaupt zu fehlen. All dies wird als Indiz dafür gewertet, dass das Seafloor Spreading im penninischen Bereich nur mit geringen Spreading-Raten erfolgte (V. HÖCK & F. KOLLER, 1989). Dies entspricht der heutigen Vorstellung über ozeanische Kruste in Systemen mit geringer Spreading-Rate (T. JUTEAU & R. MAURY, 1999).

3. Charakterisierung der Ophiolite des Reckners und der Matreier Zone

Das am NW-Rand des Tauernfensters gelegene "Mesozoikum der Tarntaler Berge" wurde bislang in der gängigen Ostalpenliteratur gemeinsam mit dem "Innsbrucker Quarzphyllit" dem Unterostalpin zugeordnet (A. TOLLMANN, 1977; R. OBERHAUSER [Hg.], 1980). Die tektonische Interngliederung der Tarntaler Berge umfasst vom Liegenden gegen das Hangende vier Teileinheiten:

- Die Quarzphyllit-Decke
- Die Hippold-Decke
- Die Reckner-Decke
- Den Reckner-Komplex

Abb. 2: Paläogeographie des alpinen Raumes und seines weiteren Umfeldes im Oberjura (aus "Rocky Austria", G.W. MANDL, 1999).

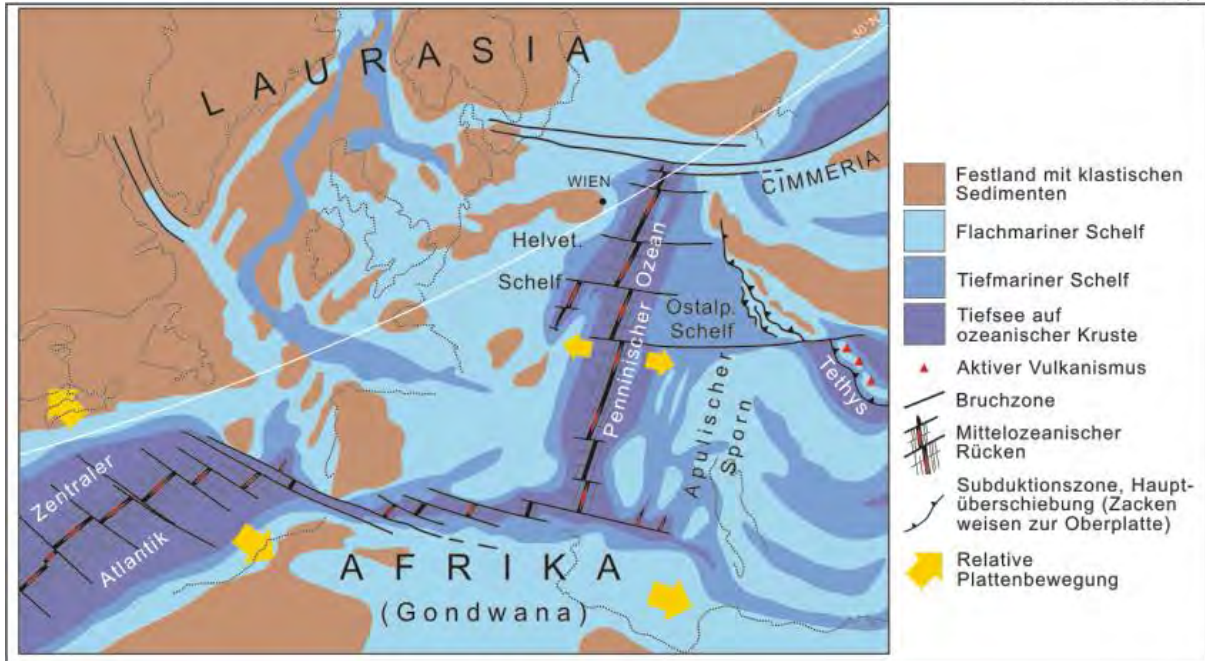
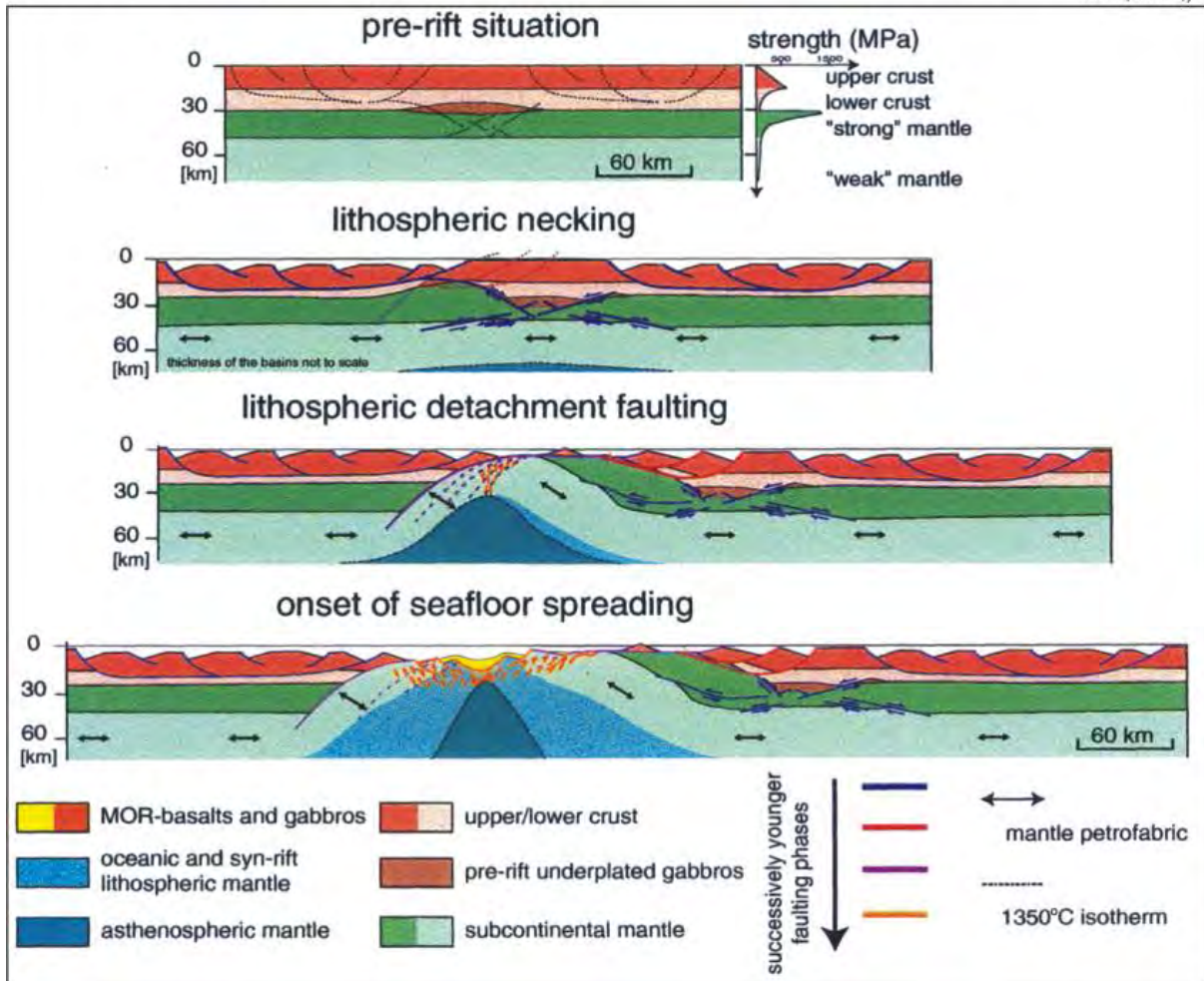


Abb. 3: Schemaprofile zur Öffnung eines Ozeanbeckens (nach R.B. WHITMARSH et al., 2001; bzw. G. MANATSCHAL et al., 2002.)



Während die Quarzphyllit-Decke hauptsächlich aus dem paläozoischen "Innsbrucker Quarzphyllit" besteht, besitzen Hippold-Decke und Reckner-Decke eine permomesozoische Schichtfolge, die im Wesentlichen mit jener der Radstädter Tauern zu vergleichen ist (siehe auch Abb. 9, Säule B). Im Bereich der Geierspitze und des Reckners lagern als tektonisch Höchstes die Ophiolite des "Reckner-Serpentinit". Sie wurden von C. DINGELDEY et al. (1997) als Reckner-Komplex beschrieben und tektonisch von der Reckner-Decke abgetrennt.

Der Reckner-Komplex mit einer maximalen Mächtigkeit von 230 m besteht überwiegend aus Ultramafiten (ca. 160 m), gering mächtigen Ophikarbonaten, Metabasiten (Blauschiefern und Grünschiefern) und lokalen kleinen Gabbrolinsen (C. DINGELDEY, 1990, 1995; F. KOLLER, 2001). Die Ultramafitite des Reckner-Komplexes bestehen überwiegend aus relativ primitiven Lherzoliten, für die T. MEISEL et al. (1997) ein Sm-Nd-Alter von 187 +/-14 Ma. angeben. In diesen Ultramafititen ist erhaltener primärer Klinopyroxen mit einem X_{Mg} 0,90-0,91, ~2 Gew.% Na₂O und 5-6 Gew.% Al₂O₃ weit verbreitet. Primärer Olivin und Orthopyroxen sind im Gegensatz dazu vollständig serpentinisiert. Untergeordnet finden sich noch fast vollständig serpentinisierte Harzburgite und Dunite. Die seltenen Gabbrolinsen weisen sowohl die Zusammensetzung von Mg-Gabbros und von Ferrogabbros auf. Blauschiefer und die lokalen Grünschiefer weisen zwar grundsätzlich basaltische Zusammensetzung auf (C. DINGELDEY, 1990), ihre Spurenelementgeochemie sowie die Pb-Isotopendaten belegen aber eine Kontamination mit Krustenmaterial (C. DINGELDEY, 1995).

Die Matreier Zone bildet zwischen Obervellach im Mölltal und Sterzing im Eisacktal die tektonisch höchste Einheit des Tauernfensters. Sie ist eine aus Metasedimenten der Bündnerschiefer-Gruppe, Ophioliten und unterostalpinen Schollen permomesozoischer Gesteine bestehende tektonische Melangezone. Bei den Ophiolit-Fragmenten der Matreier Zone handelt es sich einerseits um einzelne, lang gestreckte Metabasitzüge (Prasinite) und andererseits um bis maximal 300 Meter mächtige Serpentinivorkommen. Der größte, aber auch bekannteste Serpentinit ist jener der Gösles-Wand in der nördlichen Lasörflinggruppe. Mehrere kleinere Serpentinivorkommen findet man im Originalgebiet der Matreier Zone nahe Kals und Matrei in Osttirol. Ihre Fortsetzung in Südtirol ist aus dem Bereich (Buinland oder Wurmtal) bekannt. Nach F. MELCHER et al. (2002) finden sich unter den Ultramafititen sowohl Lherzolithe als auch untergeordnet Harzburgite, die bis auf teilweise erhaltenen Cpx vollständig serpentinisiert sind. Auch diese Klinopyroxene mit einem X_{Mg} von 0,88-0,92 weisen ~2 Gew.% Na₂O und 5-6 Gew.% Al₂O₃ auf.

Die Gesteine des Reckner-Komplexes zeigen nach C. DINGELDEY (1995) und F. KOLLER (2001) weitverbreitet Hinweise (braune und grüne Hornblende, Ti-reicher Phlogopit, usw.) auf eine ozeanische Metamorphose mit hohen Temperaturen (670-780°C) bei niedrigem Druck (<2 kbar). Dies wurde bisher in der Matreier Zone noch nicht nachgewiesen.

3.1. Die Merkmale der Tarntaler und Matreier Ophiolite im Vergleich mit anderen penninischen Ophioliten der Ostalpen

Die im vorherigen Kapitel angeführten petrologischen Untersuchungen zeigten, dass die Ultramafitite der Matreier Zone und des Reckner-Komplexes überwiegend lherzolithische Zusammensetzung besitzen. Harzburgite sind nur sehr geringfügig vertreten. Eine weitere Gemeinsamkeit ist der ähnliche Chemismus der primären Klinopyroxene in den Lherzoliten (F. KOLLER et al., 1996; F. MELCHER et al., 2002), die sowohl für den Reckner als auch für die Matreier Zone hinsichtlich ihrer Na-, Al^{VI}- und Cr-Gehalte mit jenen der oberen Serpentinit Einheit der Platta-Decke (G. MANATSCHAL et al., 2002) gut vergleichbar sind.

Die Dominanz der Lherzolithe in der Matreier Zone und im Reckner-Komplex ist ein grundlegender Unterschied zu den anderen bekannten Ophiolitfragmenten der penninischen Fenster in den Ostalpen. So beschreiben V. HÖCK & F. KOLLER (1989) nur Harzburgite aus den Ophioliten der Glockner-Decke, ebenso von der Idalpe im Engadiner Fenster und von der Rechnitzer Fenstergruppe. Diese Feststellungen werden von F. MELCHER et al. (2002) an Hand der Geochemie bestätigt. Primäre Klinopyroxene sind in den penninischen Harzburgiten keine erhalten. Re/Os-Isotopendaten (MEISEL et al., 1997) belegen aber, dass die penninischen Harzburgite und die Lherzolithe des Reckners aus einem vergleichbaren Erdmantel stammen.

Aufgrund der Petrographie kann man klar definieren, dass die Lherzolithe des Reckner-Komplexes und der Matreier Zone einen Bereich mit relativ fertilem Erdmantel definieren, die penninischen Harzburgite hingegen einem stärker verarmten Erdmantel entsprechen.

Grundsätzlich sind folgende Möglichkeiten der Herkunft der Lherzolithe in Betracht zu ziehen:

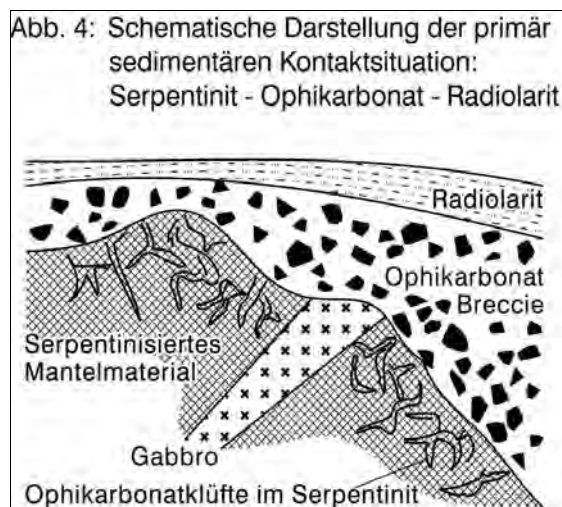
- 1) Bereich eines ozeanischen Rückens, an dem längere Zeit keine Magmenproduktion stattfand und der daher bei fehlender oder geringer Aufschmelzung eine relativ primitive Mantelzusammensetzung hinterlässt. Entspricht sehr geringen Spreading-Raten.
- 2) Bei der Ausbildung eines initialen mittelozeanischen Rückens mit einem lherzolithischen Mantel, also im Bereich der beginnenden ozeanischen Krustenbildung.
- 3) Bei der Exhumation eines subkontinentalen Mantels.

Die Harzburgite repräsentieren jenen Mantelteil, dem Magmen bei Schmelzraten von 10-15% (V. HÖCK & F. KOLLER, 1989) zur Bildung der penninischen MOR-Basalte entzogen wurden.

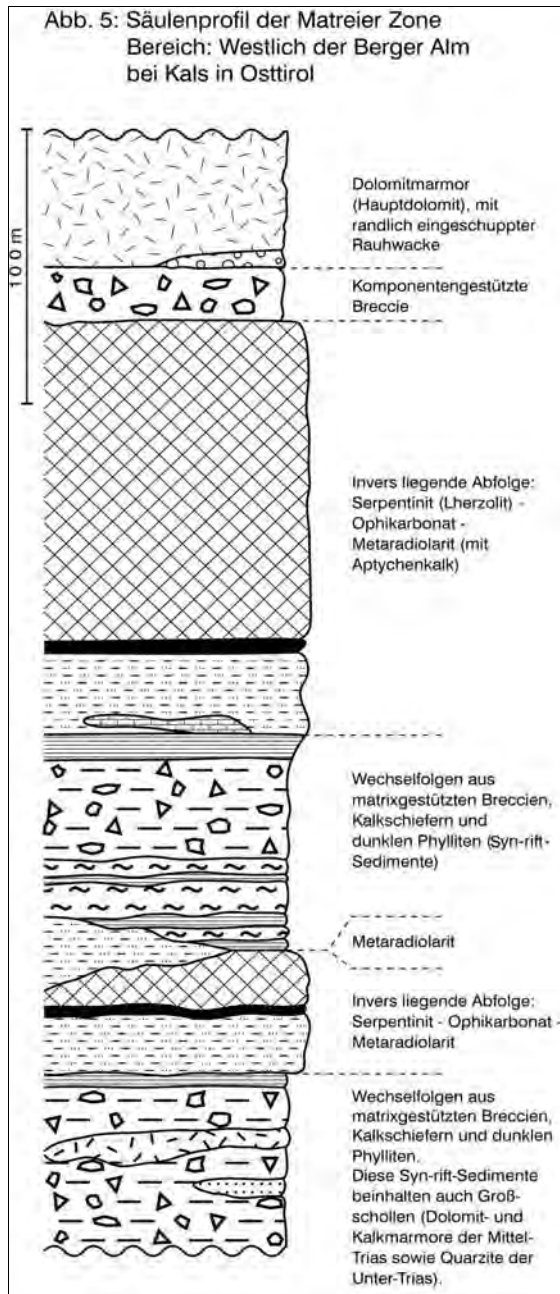
3.2. Primärkontakte zwischen Serpentiniten und Metasedimenten

In einigen Abschnitten sind Ophikarbonatgesteine an den Rändern der Serpentinittkörper der Matreier Zone und des Reckner-Komplexes entwickelt. Sie wurden meist deutlich duktil verformt und danach stark geschiefert. Bedauerlicherweise gingen dadurch etliche ihrer primären Strukturmerkmale verloren. Nur in einigen geschonten Abschnitten blieben die Strukturen in den Ophikarbonatgesteinen soweit erhalten, dass die primären Kontaktverhältnisse zwischen Ophioliten und Metasedimenten noch zu identifizieren waren und ausgewertet werden konnten. Prinzipiell können zwei Arten von Ophikarbonatgesteinen anhand ihrer ursprünglichen Merkmale unterschieden werden. Es sind dies einerseits mit Karbonat verfüllte Klüfte im Serpentin (Ophikarbonat 1). Diese charakterisieren den obersten Teil der Mantelgesteine, der nahe dem Ozeanboden positioniert war. Andererseits handelt es sich um in karbonatischer Matrix eingebettete Ultrabasilkomponenten (Ophikarbonat 2). Diese waren die ersten sedimentären Ablagerungen am neu entstandenen Ozeanboden (vgl. Abb. 4).

Summiert man die wichtigsten Ergebnisse, die wir aus dem Studium etlicher weiterer Profile in der Matreier Zone und im Reckner-Komplex gewinnen konnten, so lässt sich ein Normalprofil rekonstruieren (vgl. Abb. 9, Säule A). Der wichtige, basale Fixpunkt wird durch den Metaradiolarit definiert, der mit zwischengeschalteten Ophikarbonaten dem lherzolithischen Serpentin aufлагert. Die Metaradiolarite stufen diese primäre sedimentäre Kontaktsituation altersmäßig auf obersten Dogger bis Malm ein. Es sind dies die ältesten Primärkontakte, die wir in unseren Arbeitsgebieten beobachten konnten. Alle tektonisch tiefer liegenden mesozoischen Ophiolite des Tauernfensters, also jene der Glockner-Decke, zeigen - soweit uns bekannt ist - nur Primärkontakte zu kreidezeitlichen Metasedimenten. Vergleichbare Gesteinsfolgen, in denen Metasedimente des Mittleren und Oberen Jura Ophioliten auflagern, sind in der östlichen Schweiz zum Beispiel in der Platta-Decke weit verbreitet.



Aus dem Penninikum der Westalpen, dem Apennin und aus Bohrungen im Atlantik sind im letzten Jahrzehnt zahlreiche primär sedimentäre Kontakte von Ozeanbodensedimenten über serpentiniertem "petrographischem Mantelmaterial" bekannt geworden (M. LEMOINE et al., 1987). Diese Primärkontakte wurden stets durch das Auftreten von Ophikarbonat 1 und Ophikarbonat 2 gekennzeichnet. Die überlagernden Ozeanbodensedimente lieferten dabei überaus nützliche Erkenntnisse für die Alterseinstufung jenes Zeitpunktes, an dem die Serpentine am Ozeanboden exponiert wurden.



Ein für den Internbau der Matreier Zone charakteristisches Profil von der Berger Alm bei Kals in Osttirol zeigt die Trias- und Juragesteine der NE-Flanke des Ganotzkogels (vgl. Abb. 5). In diesem Profil findet sich zweimal die invertierte Abfolge Serpentin - Ophikarbonat - Metaradiolarit, die wir als eine noch erhaltene primär sedimentäre Kontaktsituation zwischen Ophiolit und Ozeanbodensediment interpretieren. Zwischen den beiden Abfolgen bzw. in ihrem Hangenden und Liegenden konnten Syn-rift-Sequenzen (vergleichbar mit der Tamtal-Formation) auskartiert werden. Die unterbrochenen Linien in der Legende des Profils kennzeichnen die sieben tektonischen Schuppen, die sich aus der Lithostratigraphie und den Primärkontakten ableiten lassen. Die Kenntnis der Primärkontakte und die Lithostratigraphie der Metasediment-Formationen sind die einzigen probaten Mittel zur Analyse des tektonischen Schuppenbaus der Matreier Zone.

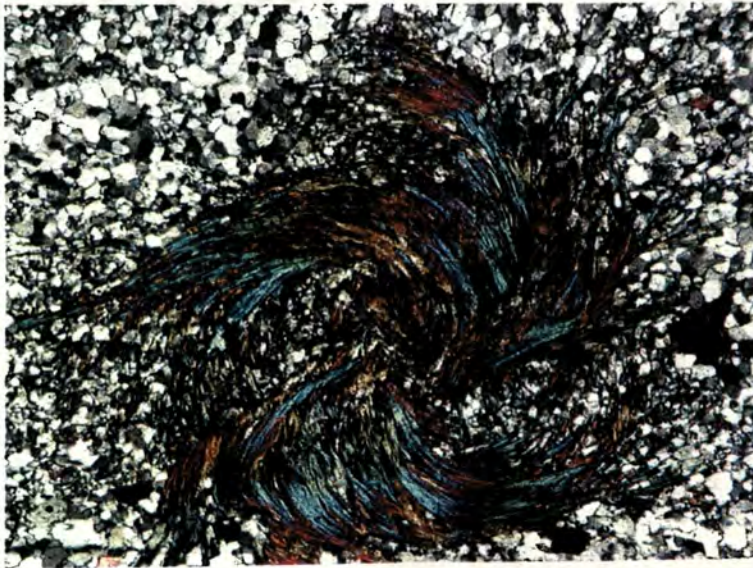
- Abb. 6: a) Blauschiefer aus dem Reckner-Komplex mit Alkalipyroxenen, die von blauen Alkali amphibolen überwachsen werden. →→→
// Nicol, Bildbreite 0,69 mm.
- b) syn-deformativ gewachsene Alkali amphibolrosette aus dem Reckner-Komplex mit anomalen Interferenzfarben in einer feinkörnigen Matrix von Albit und Quarz.
X Nicols, Bildbreite 0,69 mm.
- c) Alkalipyroxene überwachsen von eingeregeltten Alkali amphibolen aus der Matreier Zone in einer Matrix aus Albit und Quarz.
// Nicols, Bildbreite 0,69 mm.
- d) Blauschiefer der Matreier Zone mit einem feinkörnigen Pflaster bestehend aus Albit und Quarz und straff eingeregeltten Alkali amphibolen.
X Nicols, Bildbreite 0,69 mm.

Reckner-Komplex

a)

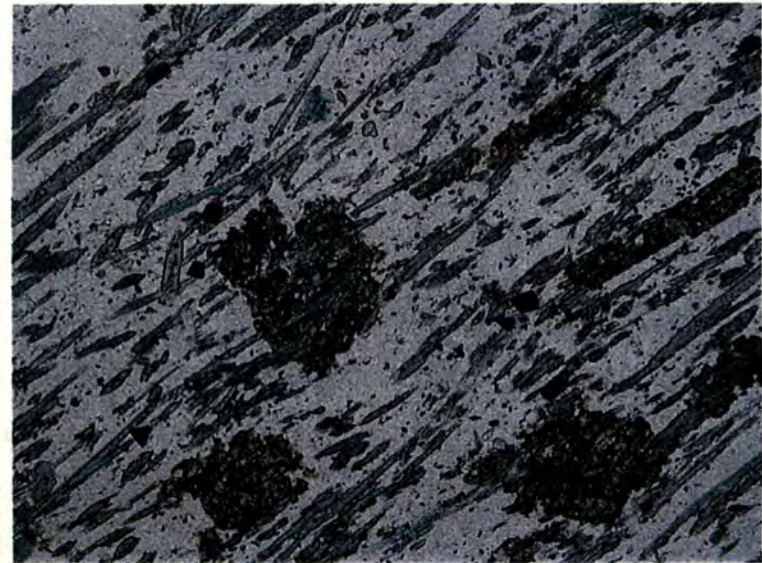


b)

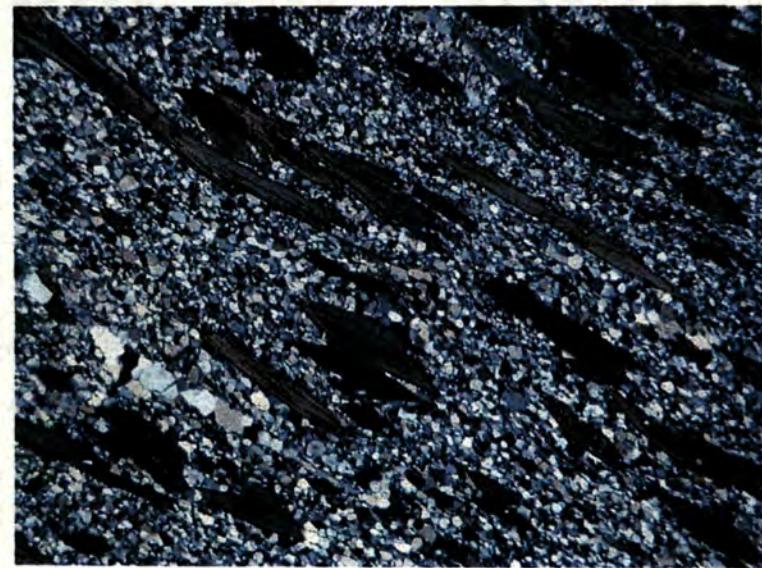


Matreier Zone

c)



d)



3.3. Die blauschieferfazielle Metamorphose der Tarntaler Berge und der Matreier Zone

Reckner-Komplex, Reckner-Decke und Hippold-Decke erfahren eine einheitliche Low-T-high-P-Metamorphose mit Paragenesen und Mineralphasen einer Blauschieferfazies (Alkalipyroxene und Alkali-amphibole, Abb. 6a-d, 7). Diese erfolgte nach C. DINGELDEY et al. (1997) bei Temperaturen um 360-370°C und 9-10 kbar (Abb. 8) und ist nach den Ar-Ar-Altern vermutlich um 50 Ma. alt. Die Hochdruckparagenesen sind durch Alkalipyroxene (Abb. 6a) mit Jadeit-Gehalten bis gegen 40 Mol% (Abb. 7a) definiert und verbreitet durch das Auftreten von Stilpnomelan gekennzeichnet. Die weit verbreiteten blauen Amphibole sind Riebeckite oder Mg-Riebeckite (Abb. 7b), üblicherweise sekundär nach Alkalipyroxen gesprosst. Abb. 6b zeigt sehr eindrucksvoll das syn-deformative Wachstum der Alkali-amphibole, die zeitlich nach der Hochdruckparagenese einzustufen sind und vermutlich den Wiederaufstieg definieren. Die Hellglimmer der Blauschiefer und der Metasedimente sind Si-reiche Phengite und weisen eine hohe Celadonit-Komponente im Bereich von 55-65 Mol.% auf. In den Mg-reichen Gabbros bildet Mg-Pumpellyit mit Aktinolith, Chlorit und Albit die stabile Paragenese (F. KOLLER, 2001).

Die Hochdruckparagenesen werden bei ~400°C und ~4 kbar vom thermischen Peak der alpidischen Metamorphose überprägt. Die die Hippold-Decke unterlagernden Metasedimente der Glockner-Decke zeigen einen deutlich unterschiedlichen P-T-Pfad im mittleren Druckbereich (Abb. 8). Für diese Gesteine werden etwas jüngere Ar-Ar-Alter um 40 Ma. (C. DINGELDEY et al., 1997) angegeben.

In den letzten Jahren gelang es uns auch in der Matreier Zone an mehreren Lokalitäten eine druckbetonte Metamorphose nachzuweisen. Am Rand der Ultramafitite, aber schon außerhalb dieser meist in den ersten Lagen der sie umgebenden Metasedimentgesteine (z.T. auch in den Ophikarbonaten), findet man gelegentlich dünnbankige Blauschiefer. Weiters gelangen uns in einigen seltenen Fällen Funde von Blauschieferrelikten mit gabbroiden Texturen, die als Gänge im Serpentin steckten. Die Hochdruckparagenese wird in den Blauschiefern analog wie im Reckner-Komplex durch einen Alkalipyroxen (Abb. 6c) mit Stilpnomelan und Albit definiert. Der Alkalipyroxen wird auch hier von blauen Alkali-amphibolen (Riebeckite bis Mg-Riebeckite, Abb. 7b) verdrängt (Abb. 6c, 6d). Die bisher bestimmten maximalen Jadeit-Gehalte liegen um 20 Mol% (Abb. 7a). Gegenüber den Gesteinen des Reckner-Komplexes liegen deutlich höhere Diopsid-Gehalte vor (Abb. 7a). Sehr häufig sind die Blauschiefer mit Ophikarbonatgesteinen verknüpft, die bedingt durch hohe Ca- und niedrige Na-Gehalte jadeitarmer Pyroxene bilden (Abb. 7a). Während die Hochdruckparagenese in der Matreier Zone doch sehr ähnlich der im Reckner-Komplex ist, kann man für die nachfolgende thermische Überprägung (Tauernkristallisation) gegenüber dem Reckner-Komplex deutlich höhere Bedingungen um ~450°C annehmen. Dies zeigt sich im weitverbreiteten Auftreten von Epidot, Biotit und Chloritoid. In den Ophikarbonaten findet man noch grossularreichen Granat. Sehr häufig sind von der Hochdruckparagenese nur noch Formrelikte und/oder blaugrüne sekundäre Amphibole erhalten.

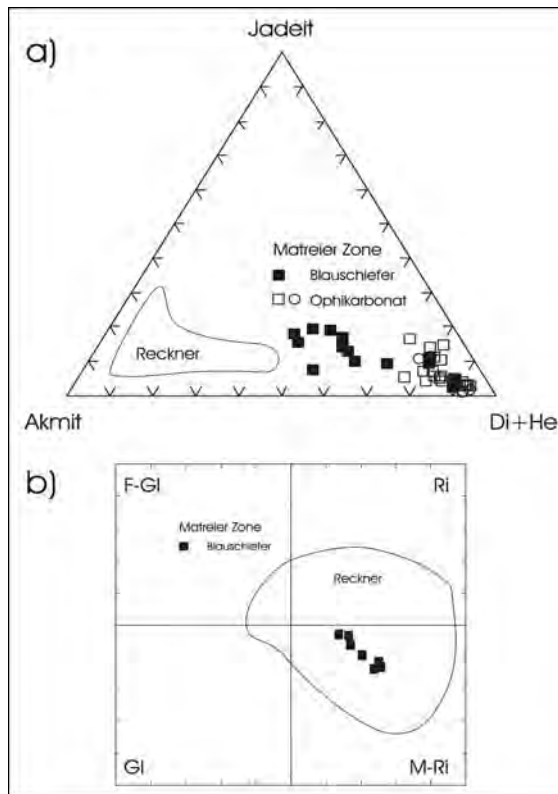


Abb. 7: a) Darstellung der Alkalipyroxenzusammensetzung aus der Matreier Zone, untergliedert in Daten aus Blauschiefern und Ophikarbonaten, sowie dem Zusammensetzungsbereich der Pyroxene aus den Blauschiefern des Reckner-Komplexes (Daten nach C. DINGELDEY et al., 1997) im Dreieck Jadeit - Akmit - Diopsid + Hedenbergit (Di+He).
 b) Darstellung der Alkali amphibolzusammensetzung in den Blauschiefern der Matreier Zone und des Reckner-Komplexes (Datenfeld nach C. DINGELDEY, 1990).

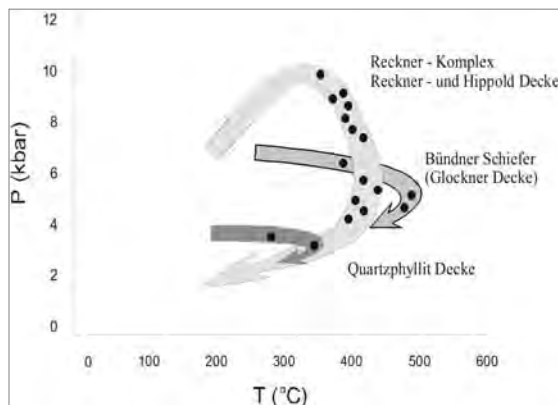
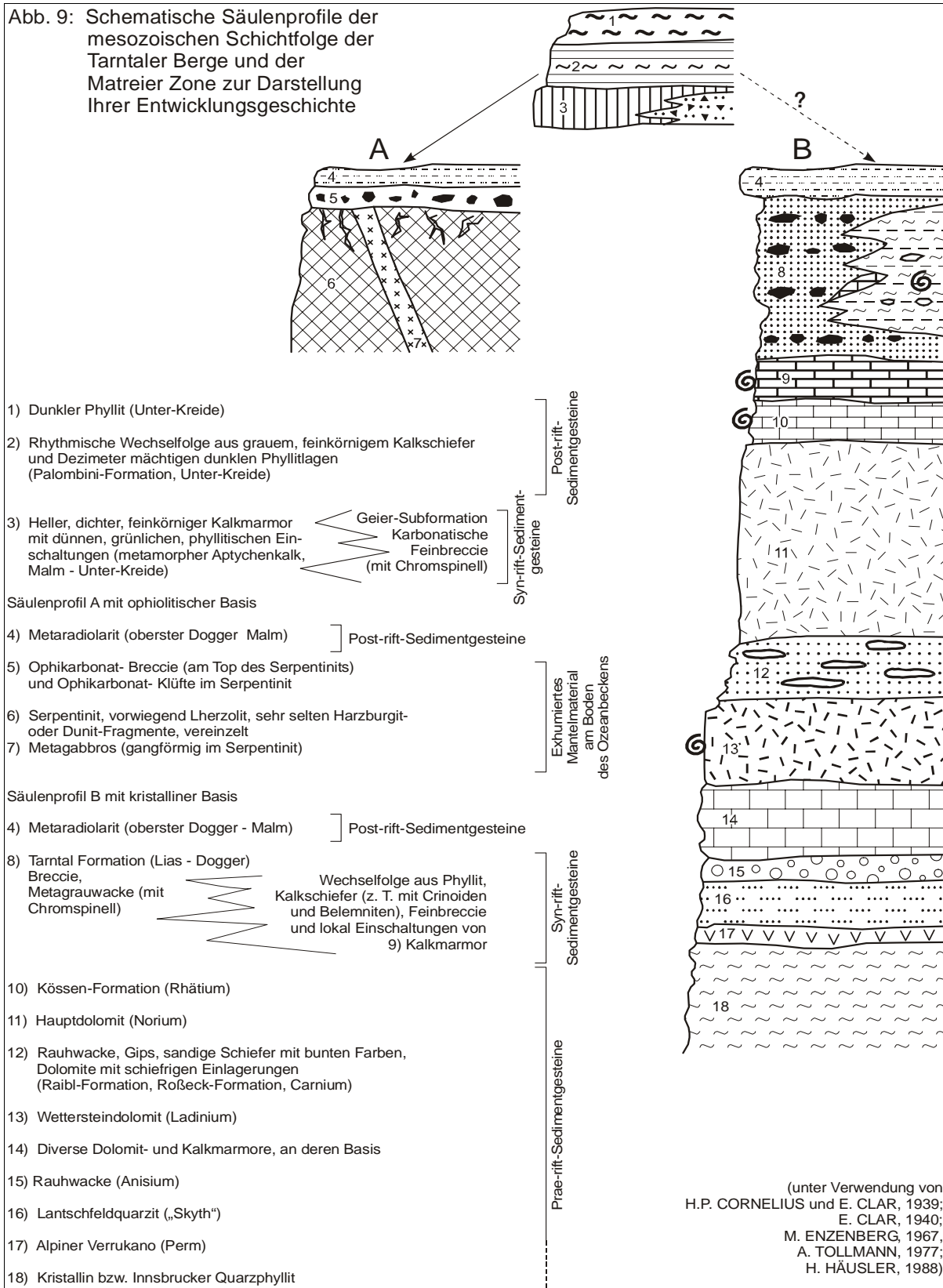


Abb. 8: Schematischer P-T-Pfad für den Reckner-Komplex, Reckner- und Hippold-Decke sowie für den Bündnerschiefer der Glockner-Decke und der ostalpinen Quarzphyllit-Decke nach C. DINGELDEY et al. (1997) und F. KOLLER (2001).

4. Schlussfolgerung und Interpretation

Die Ultramafite der Ophiolitfragmente der Matreier Zone und des Reckner-Komplexes können innerhalb der Ostalpen nicht mit den anderen in den penninischen Fenstern bekannten Ophioliten verglichen werden. Diese Feststellung wird eindeutig durch ihre spezielle von Lherzoliten dominierte Zusammensetzung bewiesen. Viele Ähnlichkeiten und Parallelitäten zeigen sich aber im Vergleich mit den charakteristischen Merkmalen der Ophiolite der Platta-Decke, deren Petrologie in G. MANATSCHAL et al. (2002) sehr eindrücklich beschrieben wurde. Prinzipiell dokumentierten die unterostalpinen und die höchsten penninischen Decken der Ostschweiz einen oberjurassisch und kreidezeitlichen passiven Kontinentalrand und die daran anschließende Kontinent-Ozean-Übergangszone. Die Ultrabasite der Platta-Decke werden als Fragmente eines subkontinentalen Mantels interpretiert, der aufgrund von jurassischer tektonischer Denudation am Meeresboden freigelegt und von tiefmeereschen Sedimenten, meist von Radiolariten überlagert wurde (N. FROITZHEIM & G. MANATSCHAL, 1996; G. MANATSCHAL et al., 2002). Die stratigraphischen Kontakte von Serpentiniten und oberjurassischen Ozeanbodensedimenten sind eine entscheidende zusätzliche Übereinstimmung mit den in unseren Arbeitsgebieten gewonnenen Erkenntnissen.

Abb. 9: Schematische Säulenprofile der mesozoischen Schichtfolge der Tarntaler Berge und der Matreier Zone zur Darstellung ihrer Entwicklungsgeschichte



Vermutlich stammen die Ophiolite der Matreier Zone, des Reckner-Komplexes wie auch jene der Platta-Decke aus der randlichen, zum Unterostalpin hin orientierten Kontinent-Ozean-Übergangszone des sich ab dem Oberen Dogger entwickelnden ligurisch-piemontesischen Ozeans. Der überwiegende Teil der Bündnerschiefer-Gruppe des Piemont-Ozeans hat unterkretazisches Alter und ist jünger als die Freilegung der Mantelgesteine.

Am Beginn der Oberkreide wurden die internen Teile des ligurisch-piemontesischen Ozeans unter das Ostalpin subduziert. Bald danach endete auch die Sedimentation im unterostalpin-penninischen (Kontinent - Ozean) Übergangsbereich. In Abb. 9 haben wir versucht die penninische Schichtfolge (Säule A) der unterostalpinen Schichtfolge (Säule B) gegenüberzustellen, wie wir sie für die Matreier Zone und die Tarntaler Berge prinzipiell annehmen.

Letztlich geraten die Ophiolite von Reckner-Komplex und Matreier Zone mit Teilen der Bündnerschiefer und der unterostalpinen Permotrias, nach einer Hochdruckmetamorphose in Blauschieferfazies, die sich nach den bisherigen geochronologischen Daten an Phengiten (C. DINGELDEY et al., 1997), vermutlich im Paleozän bis Eozän ereignete, in einen Akkretionskeil. Daher kann davon ausgegangen werden, dass Reckner-Komplex, Hippold- und Reckner-Decke sowie Matreier Zone eine gemeinsame hochdruckmetamorphe Entwicklung, die eine entsprechende Versenkung voraussetzt, haben. Lediglich der thermische Höhepunkt, die Tauernkristallisation, die im Oligozän erfolgte, war in der Matreier Zone etwas intensiver. Wir nehmen daher an, dass der Reckner-Komplex gemeinsam mit dem Deckensystem der Matreier Zone und der Nordrahmenzone überschoben wurde und einen Teil der tektonisch höchsten Einheit des Tauernfensters bildete. In seine heutige Position als ein der Reckner-Decke invers auflagerndes Element kam der Reckner-Komplex vermutlich erst im Miozän bei der Heraushebung und weiteren S-N-gerichteten Einengung der Tauern (vgl. Abb. 1).

Literatur

- CLAR, E. (1940): Von der Tarntaler Breccie (Lizum). - Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 149, 71-84.
- COLEMAN, R.G. (1977): Ophiolites - ancient oceanic lithosphere? - Minerals and Rocks, 12, Springer: 229 pp.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). - Abh. Reichsst. Bodenforsch. Zweigstelle Wien, 25, H.1., Wien, 305 pp.
- DINGELDEY, C. (1990): Der Reckner-Serpentinit und seine Randgesteine - Petrologie und Geochemie. - Diplomarbeit Univ. Wien, 215 pp.
- DINGELDEY, C. (1995): Die Bedeutung des Reckner-Komplexes für die geotektonische Entwicklung des Unterostalpins im Nordwesten des Tauernfensters. - Dissertation Univ. Wien, 349 pp.
- DINGELDEY, Ch., DALLMEYER, R.D., KOLLER, F. & MASSONNE, H.-J. (1997): P-T-t history of the Lower Austroalpine Nappe Complex NW of the Tauern Window: Implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps. - Contrib. Miner. Petrol., 129, 1-19.
- ENZENBERG, M. (1967): Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17, 5-50.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrologie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. - Der Aufschluß, Sonderh., 15, 30-58, 3 Abb., 1 Tab., 2 Beil.
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 11, 675-696.
- FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). - Bulletin Geol. Soc. America, 108, 1120-1133.
- HÄUSLER, H. (1988): Unterostalpine Jurabreccien in Österreich: Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg - Tirol). - Jb. Geol. B.-A., 131, 21-125.
- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. - Chem. Geol., 77, 209-227.
- JUTEAU, T. & MAURY, R. (1999): The Oceanic Crust, from Accretion to Mantle Recycling. - Springer, Praxis Series in Geophysics, 390 pp.
- KOLLER, F. (2001): Low T - high P metamorphism in the Tarntal mountains (Lower Austroalpine Unit). - In: ORTNER, H. (Ed.): 5th Workshop of Alpine Geological Studies, Obergurgl, Tyrol, Austria. Field Trip Guide Book, Institut für Geologie und Paleontologie, Universität Innsbruck, 77-89.
- KOLLER, F., DINGELDEY, C. & HÖCK, V. (1996): Exkursion F: Hochdruckmetamorphose im Recknerkomplex/Tarntaler Berge (Unterostalpin) und Idalm-Ophiolit/Unterengadiner Fenster. - Mitt. Österr. Miner. Ges. 141, 305-330.
- KRENMAYR, H.G. (Hg.) (1999): Rocky Austria. - Eine bunte Erdgeschichte von Wien (Verl. d. Geol. B.-A.), 63 S.

- LEMOINE, M., BOILLOT, G. & TRICART, P. (1987): Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model. - *Geology*, 15, 622-625.
- MANATSCHAL, G., MÜNTENER, O., BERNOULLI, D. & DESMURS, L. (2002): Birth and Early Evolution of Alpine Ocean Basins: Evidence of remnants of an Ocean-Continent-Transition Preserved in the Totalp, Err-Platta and Malenco units in SE-Switzerland and N-Italy (Central Alps). - *Field Guide Swiss Academy of Natural Sciences 2002 (Davos)*, 52 S., Davos.
- MEISEL, T., MELCHER, F., TOMASCAK, P., DINGELDEY, C. & KOLLER, F. (1997): Re-Os isotopes in orogenic peridotite massifs in the Eastern Alps, Austria. - *Chemical Geology*, 143, 217-229.
- MELCHER, F., MEISEL, T., PUHL, J. & KOLLER, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. - *Lithos* 65, 69-112.
- MILNES, A.G. (1974): Structure of the Penninic Zone (Central Alps): A New Working Hypothesis. - *Bulletin Geolog. Soc. America*, 85, 1727-1732.
- OBERHAUSER, R. (Hg.) (1980): *Der geologische Aufbau Österreichs*. - 700 S., Wien - New York (Springer Verl.).
- STAUB, R. (1924): *Der Bau der Alpen*. - *Beitr. Geol. Kt. Schweiz*, 52 (N. F. 82), 272 S., 70 Abb. 1 tekt. Kt., Bern.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich - Band I*. - 766 pp, Deuticke Wien.
- TRÜMPY, R. (1975): Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. - *American Journal of Science* 279, 209-238.
- WHITMARSH, R.B., MANATSCHAL, G. & MINSHULL, T.A. (2001): Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. - *Nature*, 413, 150-154.

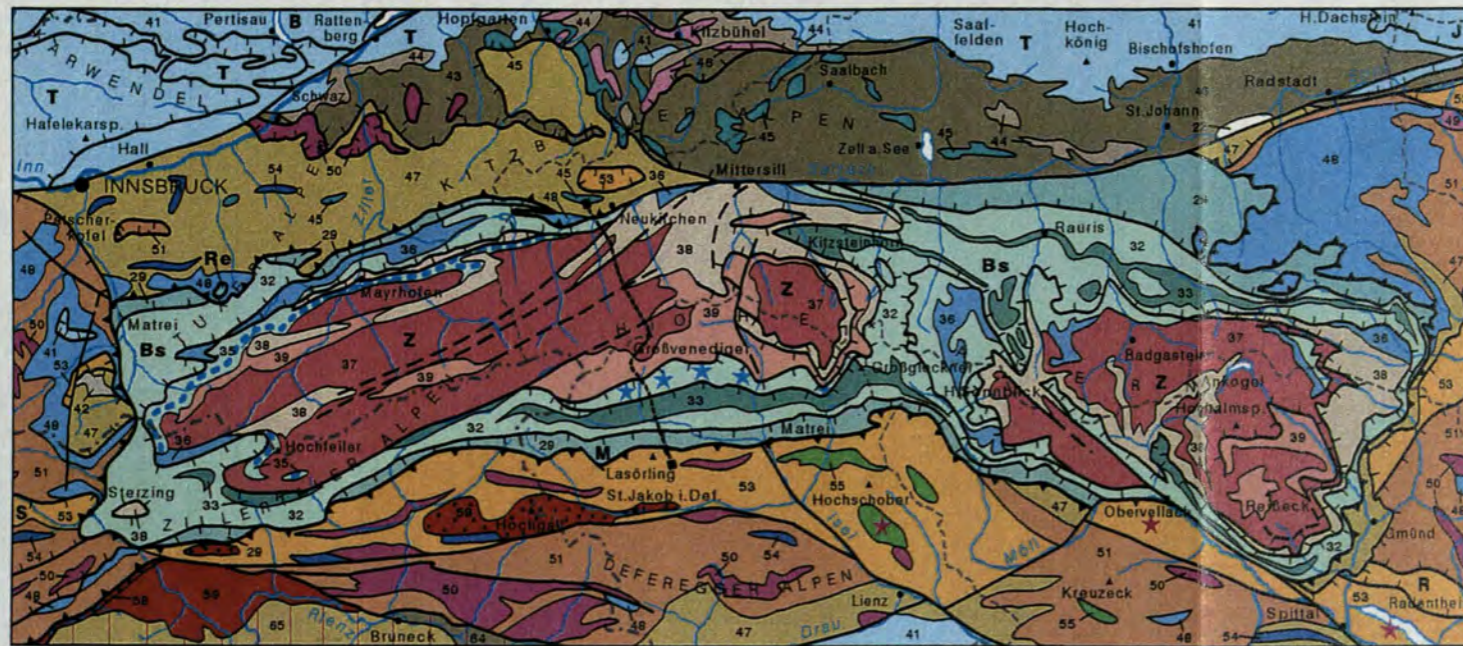
Anschrift der Verfasser

Prof. Dr. Friedrich KOLLER: Institut für geologische Wissenschaften, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien.

Dr. Gerhard PESTAL: Geologische Bundesanstalt, Fachabteilung Kristallingeologie, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Tel.: (01) 7125674/213. Email: pesger@cc.geolba.ac.at.

Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Tauernfensters



Ausschnitt aus der "Geologischen Übersichtskarte der Republik Österreich 1:1 500 000 (ohne Quartär)", herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1999
- maßstäblich verändert und ergänzt. Topographie nach der OK 500 des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien.

TERTIÄRE BEDECKUNG

23 Tertiäre Gesteine der inneralpiner Becken (Mergel, Sand, Kies, Kalk)

PENNINIKUM (inkl. Elemente des HELVETIKUMS in den Hohen Tauern)

29 Melangezonen: Vorwiegend penninische Metasedimente und Ophiolite sowie geringfügig ostalpine Elemente, **M** = Matrieer Zone, **Re** = Reckner Komplex

32 Phyllit, Kalkglimmerschiefer, Glimmerschiefer, Quarzit, **Bs** = Bündnerschiefer-Gruppe (Jura - Eozän) mit *Permotrias* und Ophioliten

33 Ophiolit (Jura - Kreide)

34 Eklogit (jungalpidisch)

35 Hochstegen-Marmor (Tauernfenster; *Malm*)

36 Kalkmarmor, Dolomitmarmor, Quarzit (Metamorphe *Permotrias*)

37 Granitgneis, **Z** = Zentralgneis des Tauernfensters

38 Phyllit, Glimmerschiefer, basischer und saurer Metavulkanit (Metamorphes *Paläozoikum*)

39 Paragneis, Migmatit, Glimmerschiefer, Amphibolit

OSTALPIN
Nördliche Kalkalpen, Drauzug, u.a.

41 Kalk, Dolomit, Mergel, Tonschiefer, Sandstein (*Perm - Unterkreide*)
B = Bajuvarikum, **T** = Tirolikum, **J** = Juvavikum

Ostalpines *Paläozoikum* (Grauwackenzone u.a.)

42 Jungpaläozoische Gesteine (Schiefer, Sandstein, Konglomerat, Karbonat)

43 Altpaläozoische Gesteine (Phyllit, Schiefer, Grauwacke)

44 Karbonatgestein

45 Basischer Vulkanit

46 Saurer Vulkanit (Blasseneck-Porphyr)

47 Quarzphyllit (z.T. Phyllonit, Diaphthorit)

Zentralalpines *Permomesozoikum*

48 Karbonatgestein, Siliziklastika, Porphyroid (meist metamorph)

Ostalpines Kristallin

49 Orthogneis (*Jungpaläozoikum*)

50 Orthogneis (vorwiegend *Altpaläozoikum*)

51 Paragneis

52 Glimmerschiefer; **S** = Schneeberger Zug, **R** = Radentheiner Glimmerschiefer

53 Marmor

54 Amphibolit

57 Eklogit (*altalpidisch*)

PERIADRIATISCHE INTRUSIVA

56 Tonalit, Granodiorit (*Oligozän*)

58 Granitoid (*Permokarbon*)

SÜDALPIN

59 Altpaläozoische Gesteine (Kalk, Schiefer, Vulkanit)

60 Quarzphyllit (z.T. Phyllonit)

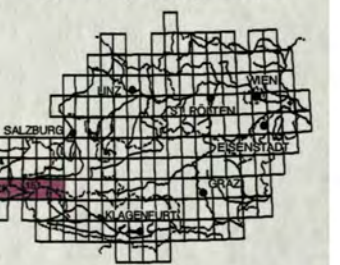
Deckengrenze 1. Ordnung

Deckengrenze 2. Ordnung

Bruch, Störung (gesichert)

Bruch, Störung (vermutet)

Lage des Profilschnittes



Profil durch die Venedigergruppe

G. Pestal nach Aufnahmen von H.P. CORNELIUS, W. FRANK, G. FRASL, F. KARL, Ch. MILLER, G. PESTAL und O. SCHMIDEGG

