

## **EXKURSION F: HOCHDRUCKMETAMORPHOSE IM RECKNERKOMPLEX/TARN-TALER BERGE (UNTEROSTALPIN) UND IDALM-OPHIOLIT/UNTERENGADINER FENSTER**

**KOLLER, F. \* , DINGELDEY, Ch. \* & HÖCK, V. \*\***

- \* Institut für Petrologie der Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1080 Wien
- \*\* Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

### **1. Einleitung**

In den letzten zwei Jahrzehnten wurden nicht nur im Bereich der rezenten ozeanischen Kruste viele neue Erkenntnisse gewonnen, sondern auch durch die intensive Erforschung fossiler ozeanischer Kruste wesentliche Beiträge zum Verständnis des Bauplans von Faltegebirgen erarbeitet. Auch im Bereich der Ostalpen waren die vielen Ophiolitkomplexe, metamorph überprägte ozeanische Kruste, Ziel von zahlreichen geowissenschaftlichen Forschungsprojekten. Diese Exkursion soll einen Beitrag zum Kenntnisstand der alpinen mesozoischen Ophiolite liefern, aber auch anregen, die noch offenen Probleme weiter zu erforschen.

### **2. Geologische Übersicht**

In den Ostalpen findet man ophiolitische Fragmente sowohl in den mesozoischen als auch in den paläozoischen Serien. Die einzelnen Komplexe unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Mächtigkeit und dem Grad der metamorphen Überprägung sehr deutlich. Während die paläozoischen Ophiolite in vielen Baueinheiten der Ostalpen mit Gesteinen entsprechenden Alters zu finden sind, beschränkt sich der Verbreitungsbereich der mesozoischen Ophiolite hauptsächlich auf die penninischen Zonen, die in den Ostalpen in Form geologischer Fenster aufgeschlossen sind (Abb. 1). Sie bilden dort langgezogene und weithinstreichende Körper, ihre generelle Mächtigkeit ist aber im Vergleich zur rezenten ozeanischen Kruste üblicherweise sehr gering (Abb. 2).

Die mesozoischen Ophiolite finden sich im Penninkum von Westen nach Osten im Unterengadiner Fenster, im Tauernfenster und in einer Gruppe von tektonischen Fenstern am Alpenostrand im österreichisch/ungarischen Grenzgebiet, die nach dem größten Fenster als Rechnitzer Fenstergruppe bezeichnet werden (Abb. 1). Daneben findet man noch kleinere Fragmente von mesozoischer ozeanischer Kruste im Unterostalpin (Recknerkomplex/Tarntaler Berge), in der möglicherweise damit vergleichbaren Matreier Zone südlich des Tauernfensters sowie noch relativ kleine Vorkommen in der Klippenzone.

Von den mesozoischen, penninischen Ophioliten im Bereich des Unterengadiner Fensters bilden die Idalm, der Piz Mundin und der Ramosch Komplex größere

Körper mit Aufschlüssen im österreichisch/schweizer Grenzbereich. Allerdings ist auch der Idalm-Ophiolit zum größeren Teil im österreichischen Anteil des Unterengadiner Fensters aufgeschlossen. Die restlichen Vorkommen sind meist kleinere Fragmente von stark deformierten und isolierten Körpern. Eine Zusammenfassung des heutigen Kenntnisstandes über diese Ophiolite findet man bei HÖCK & KOLLER (1987, 1989), HÖCK et al. (1994), KOLLER (1985), KOLLER & HÖCK (1990), KOLLER & DINGELDEY (1991, 1992, 1994) und KOLLER et al. (1995).

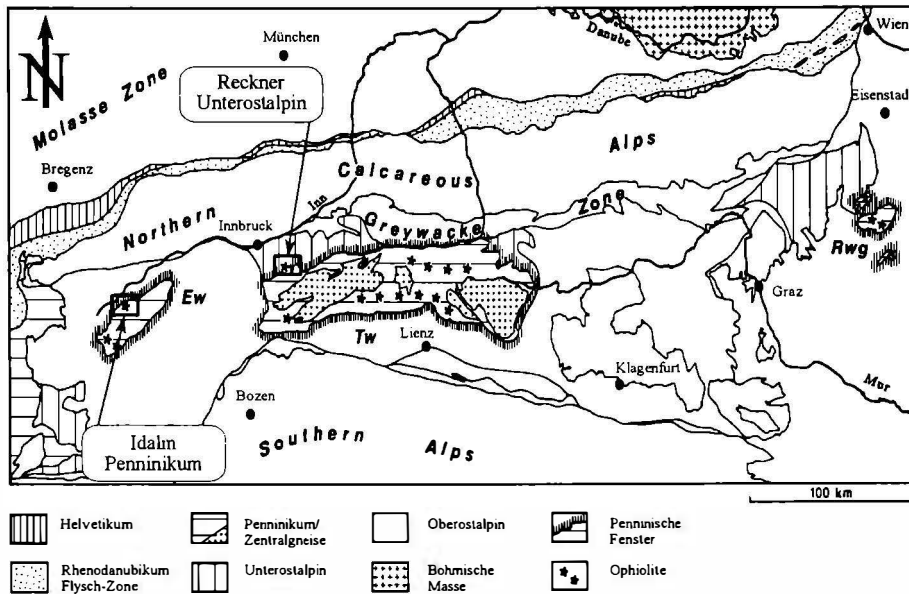


Abb. 1: Geologisch-tektonische Skizze der Ostalpen mit den bedeutenderen Vorkommen von mesozoischen Ophioliten nach HÖCK & KOLLER (1989) und KOLLER & HÖCK (1992) mit eingetragenen Exkursionszielen.

Abkürzungen: Ew für Unterengadiner Fenster, Tw für Tauernfenster und Rwg für Rechnitzer Fenstergruppe.

Die Ophiolitabfolge (Abb. 2) weist nach HÖCK (1980) im Tauernfenster die größte Mächtigkeit auf, eine Gesamtmächtigkeit von 500 - 700 m wird üblicherweise in keinem der penninischen Fenster überschritten. Im Tauernfenster und vor allem in der Rechnitzer Fenstergruppe sind primäre Texturen weitgehend auf die Metagabbros beschränkt, im Gegensatz dazu ist die Gesamtabfolge im Idalm-Ophiolit am geringsten deformiert und hier sind die meisten primären Strukturen gut erhalten. Neben den klassischen Abfolgen, denen nur die "sheeted dyke"-Abfolgen immer

fehlen, findet man noch auf einzelne Komplexe beschränkte Sequenzen, die nur aus Ultramafititen und angrenzenden Ophikarbonaten bestehen (Abb. 2).

Für diese haben HÖCK & KOLLER (1989) und KOLLER (1985) eine Bildung im Bereich von Transformstörungen angenommen, da in diesen Abfolgen üblicherweise auch eine ozeanische Metamorphose im Bereich der Ophikarbonate nachgewiesen wurde. Grundsätzlich scheinen die meisten Autoren der Ansicht zu sein, daß die penninische ozeanische Kruste von einem vermutlich schmalen, langgezogenen und vor allem von Transform-Störungen kontrollierten Ozean stammt.

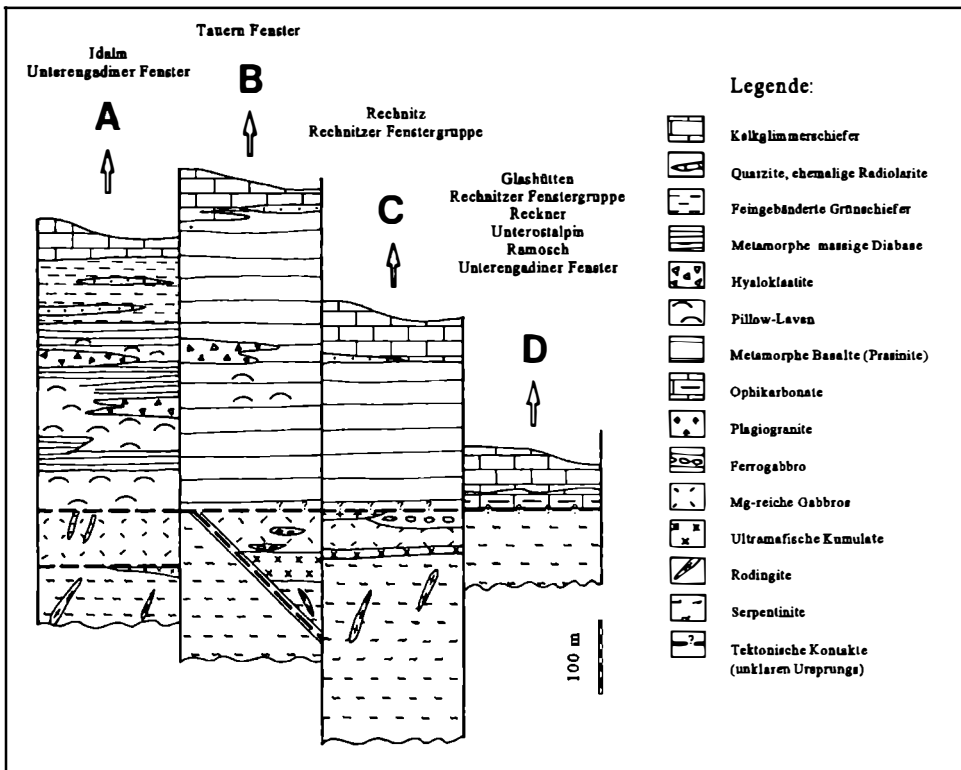


Abb. 2: Schematische Profile durch die mesozoischen Ophiolite der Ostalpen modifiziert nach HÖCK (1980, 1983), KOLLER (1985), HÖCK & KOLLER (1989), KOLLER & HÖCK (1992) und KOLLER et al. (1994).

Geochemisch können die penninischen Ophiolite zu einem klassischen N-typ MORB nach SAUNDERS (1984) gerechnet werden, wobei aber für alle drei Fenster sehr einheitliche, niedrige partielle Aufschmelzraten von ca.  $15 \pm 5 \%$  in einem leicht verarmten Erdmantel abgeleitet, jedoch auch komplexe Fraktionierungsmechanis-

men für die fraktionierte Kristallisation nachgewiesen wurden (HÖCK & KOLLER, 1989; KOLLER & HÖCK, 1990). Aus dem Zr/Y versus Zr-Diagramm (Abb. 3) nach PEARCE & NORRY (1979) läßt sich ableiten, daß in allen Fenstern relativ primitive Basaltzusammensetzungen mit Zr-Gehalten im Bereich von 60 - 70 ppm auftreten. Diese stimmen gut mit primitiven MORB-Chemismen überein und könnten entsprechend den Ergebnissen von PEARCE (1980) auf kleine bis mittlere "spreading"-Raten im Penninischen Ozean hindeuten.

Die Situation des Reckner-Komplexes ist im Gegensatz dazu deutlich anders, da nach DINGELDEY (1990, 1995) eine Herkunft aus einem initialen Rift-System oder ein Zusammenhang mit einer Transformstörung sehr wahrscheinlich ist.

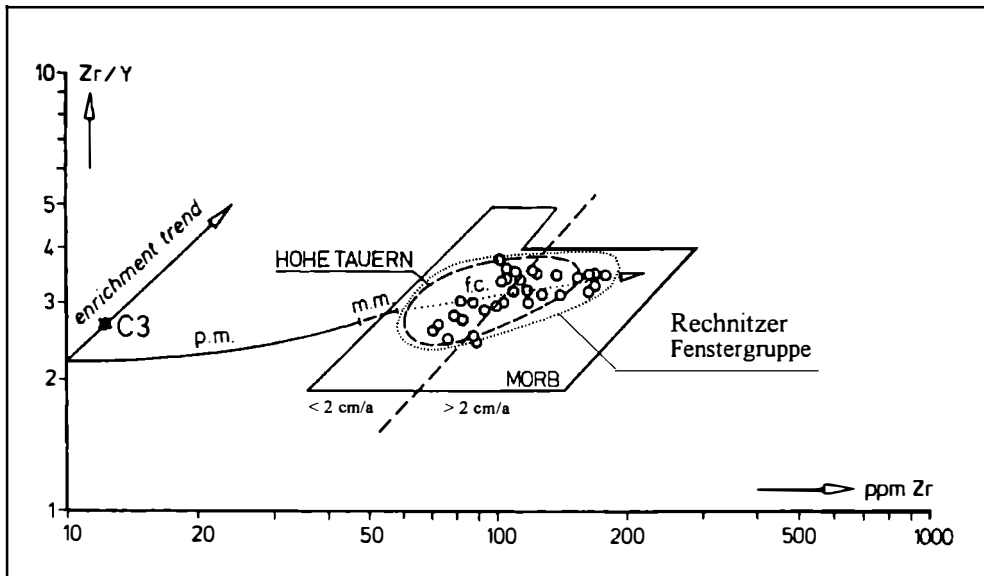


Abb. 3: Zr/Y versus Zr-Diagramm nach PEARCE & NORRY (1979) mit dem Feld der MOR-Basalte sowie mit den Projektionspunkten der Metabasalte des Idalm-Ophiolits. Mit C-3 ist die chondritische Zusammensetzung und mit p.m. (= partial melting) die partielle Schmelzkurve bezeichnet. Für die fraktionierte Kristallisation wurde ein Bereich mit offenem (m.m. = magma mixing) und mit geschlossenem System (f.c. = fractionated crystallisation) dargestellt. Weiters wurde noch die Trennungslinie für große und kleine "spreading"-Raten nach PEARCE (1980) hinzugefügt. Zusätzlich sind noch die Datenfelder für das Tauernfenster und die Rechnitzer Fenstergruppe mit den Daten nach HÖCK (1973), KOLLER (1985), HÖCK & KOLLER (1987) und HÖCK & MILLER (1987) eingetragen.

### 3. Der Reckner-Komplex/Tarntaler Berge im Unterostalpin

#### 3.1. Geologie und Lithologie

Das Unterostalpin ist im NE des Tauernfensters durch die Radstädter Tauern repräsentiert und wird aus einer Decke von vermutlich altpaläozoischen Quarzphylliten und mehreren Teildecken aus überwiegend mesozoischen Gesteinen aufgebaut. Am NW-Rand des Tauernfenster findet sich in den Tarntaler Bergen eine z.T. vergleichbare tektonische Abfolge, deren Zugehörigkeit zum Unterostalpin heute seit der Neukartierung durch Enzenberg weitgehend unumstritten ist (ENZENBERG, 1967; ENZENBERG-PRÄHAUSER, 1976; TOLLMANN, 1977; HÄUSLER, 1988). Folgende Dreigliederung kann für das Unterostalpin im Bereich des nordwestlichen Tauernfensters definiert werden: die Quarzphyllit-Decke mit dem Innsbrucker Quarzphyllit, die Hippold-Decke und die Reckner-Decke.

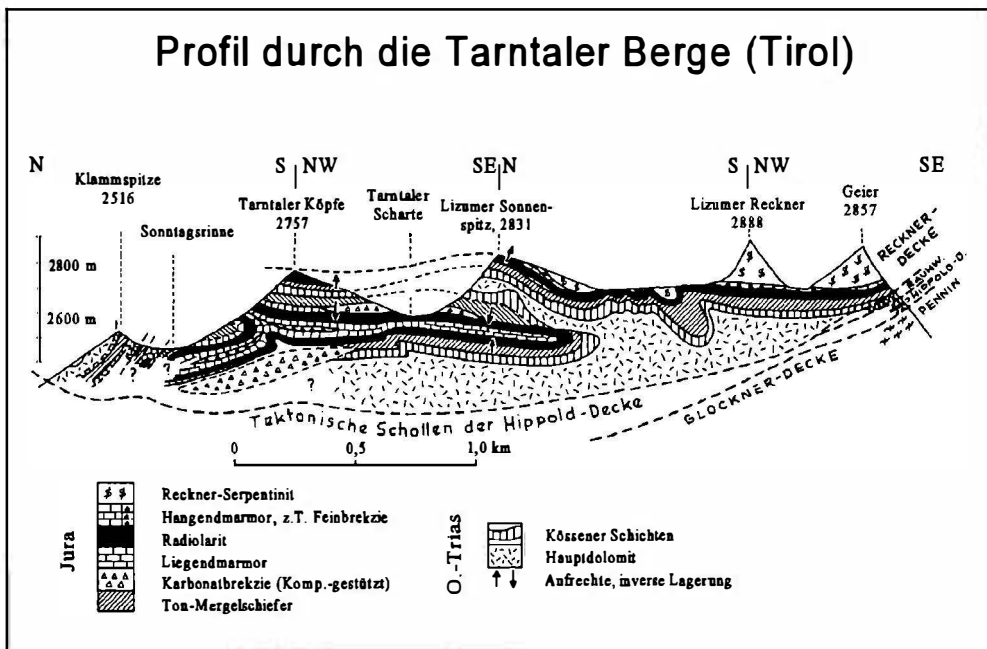


Abb. 4: Geologisches Nord-Süd-Profil durch die Reckner Decke in den Tarntaler Bergen (Wattener Lizum) nach ENZENBERG (1967).

Während die **Quarzphyllit-Decke** im wesentlichen aus präpermischen Gesteinen besteht und ihre Einstufung als tiefste (ENZENBERG, 1967; ENZENBERG-PRÄHAUSER, 1976) oder als höchste Einheit des Unterostalpins (TOLLMANN, 1977; HÄUSLER, 1988) umstritten ist, reicht die **Hippold-Decke** nach ENZENBERG (1967) von basalen Quarzphylliten mit auflagernder Permotrias bis zu einem meist dolomitisch entwickelten Anis. Darauf folgt eine Schichtlücke und im unterem Lias setzt mit

der Tarntaler Brekzie wieder Sedimentation ein, die mit Radiolariten und tonigen Sedimenten, nun Phyllite, im oberen Malm endet. Ihre Position unter der Reckner-Decke (Abb. 4) ist unbestritten.

Die Schichtfolge der höheren **Reckner-Decke** beginnt nach ENZENBERG (1967) mit einer mit der Hippold-Decke vergleichbaren Schichtfolge ohne Unterbrechung von der Permotrias bis zum Anis, danach folgt eine mächtige karbonatische Trias mit Wettersteindolomit, Raibler Schichten und Kössener Schichten. Im Lias und Dogger treten ähnliche, aber geringer mächtige Brekzien auf. Der Oberjura wird von der unteren und oberen Kieselschiefer-Serie, die von einem schmalen Karbonatband getrennt werden, gebildet. Als Abschluß, vermutlich an der Grenze Jura-Kreide, findet man die geringmächtige Geier-Serie, die sowohl in der Reckner- als auch in der Hippold-Decke (HÄUSLER, 1988) zu finden ist, mit Phylliten und Feinbrekzien. Letztere enthalten reichlich Cr-Spinell im Schwermineralspektrum, der nach POBER & FAUPL (1988) als Detritus aus einem harzburgitischen Mantelgestein abgeleitet wird. Nach DINGELDEY (1990) kann dieser Cr-Spinell wegen deren unterschiedlichen Zusammensetzung nicht aus den Ultramafititen des Reckners stammen. Über dieser Abfolge folgt der, von DINGELDEY (1995) als **Reckner-Komplex** bezeichnete und von der Reckner-Decke abgegrenzte Reckner-Serpentinit mit seinen begleitenden Nebengesteinen, von denen manche reichlich Alkalamphibol führen. Diese alkalamphibolreichen Gesteine wurden bisher von FISCHER & NOTHAFT (1954) und ENZENBERG (1967) beschrieben, ihre Bildungsbedingungen konnten von DINGELDEY (1990, 1995) bestimmt werden. Eine schematische Abfolge durch den maximal 230 m mächtigen Reckner-Komplex ist in Abb. 5 dargestellt. Es muß festgehalten werden, daß der Reckner-Komplex eine verkehrte Schichtfolge aufweist.

Es soll an dieser Stelle nicht unerwähnt bleiben, daß die von DINGELDEY (1995) als Reckner-Komplex bezeichneten Gesteine von einigen Autoren (z.B. FUCHS, 1985) in das Penninikum gestellt wurden, sie liegen aber, wie aus dem Profil in Abb. 4 zu entnehmen ist, in allen Fällen über den Bünderschiefern der penninischen Glockner-Decke.

### **3.2. Der Reckner-Komplex und seine Entwicklung**

#### **3.2.1. Gesteinsinhalt**

Der Gesteinsinhalt des ophiolitischen Recknerkomplexes besteht zum überwiegenden Teil aus serpentiniertem Lherzolith, der üblicherweise reich an reliktschem Klinopyroxen ist. Daneben findet man nur kleine Linsen von Harzburgiten. Typisch für die Lherzolithe ist ein  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt um 4 Gew.%, die Harzburgite weisen deutlich niedrigere Gehalte um 1,4 Gew.% auf (Tab. 1). Die Metagabbros bilden nur relativ kleine Linsen im Liegenden der Ultramafitite mit reliktschem Diopsid, der größtenteils in Amphibol umgewandelt ist, und einer feinkörnigen Matrix aus Albit, Chlorit und Mg-reichen Pumpellyit. Die Zusammensetzung dieser Gabbros (Tab. 1) entspricht den Gabbros aus anderen Ophiolitvorkommen der Ostalpen. In der Scharte zwischen Naviser und Lizumer Reckner findet sich eine Linse von titan-

reichen, vermutlich ultramafischen Kumulaten mit großen Pseudomorphosen von Phlogopit, beziehungsweise Chlorit nach Klinopyroxen.

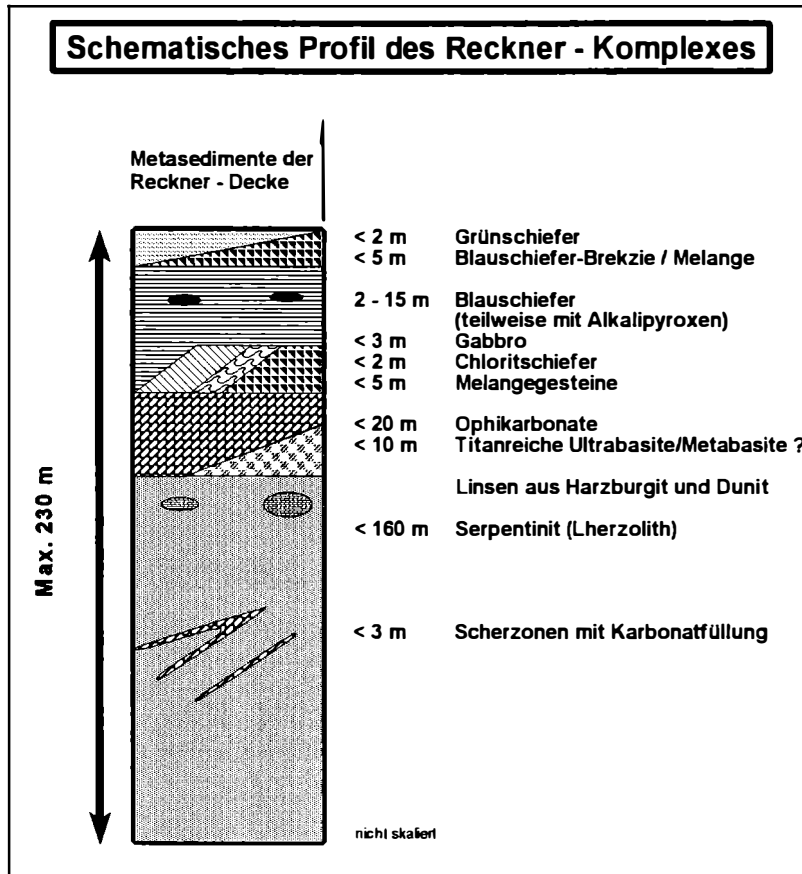


Abb. 5: Schematisches Säulenprofil durch die Gesteinsabfolge des Reckner-Komplex aufgestellt mit dem Ultramafitit an des Basis nach DINGELDEY (1995).

Die Blauschiefer bilden einen unvollständigen Gürtel um den Reckner Serpentin und sind durch den folgenden Mineralbestand charakterisierbar (Tab. 2):

***Albit + Alkalamphibol + Chlorit + Stilpnomelan ± Kalzit ± Quarz***

Reckner	Lherzolith	Harzburgit	Gabbro	UM-Kumulat	Blauschiefer I	Blauschiefer II	Melange	Rediolarit	Kalkschiefer
SiO <sub>2</sub>	40,53	38,90	42,92	30,28	46,65	88,02	17,85	91,07	4,99
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,03	0,27	5,85	0,74	0,19	0,09	0,12	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,16	1,40	16,74	13,86	16,05	4,75	2,59	2,55	1,33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,36	0,40	0,10	0,33	0,05	0,00	0,33	0,00	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,57	8,91	6,32	10,66	8,06	2,48	8,57	2,71	0,75
MnO	0,08	0,08	0,11	0,09	0,49	0,00	0,24	0,16	0,07
MgO	31,57	36,87	12,30	23,33	6,52	1,11	9,05	0,66	1,51
CaO	3,15	0,08	14,27	5,01	7,04	0,25	33,97	0,41	50,36
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,03	0,65	0,00	5,62	2,48	0,34	0,18	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,90	0,12	0,37	0,08	0,02	0,64	0,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,01	0,02	0,01	0,14	0,05	0,06	0,05	0,04
LOI	10,20	12,92	5,25	10,12	8,77	0,78	26,99	1,02	40,59
Total	98,87	99,63	99,85	99,66	100,50	100,19	100,10	99,57	99,94
X <sub>Mg</sub>	0,88	0,89	0,79	0,81	0,64	0,47	0,86	0,33	0,80
Nb	1	2	7	15	17	4	1	2	2
Zr	0	0	2	0	147	26	9	11	44
Y	11	6	18	10	41	13	11	22	20
Sr	0	2	20	11	48	0	180	14	390
Rb	0	0	24	1	12	0	0	17	10
Ni	1997	2360	445	1037	193	41	1192	27	16
Cr	2774	2545	733	2629	308	36	2684	19	22
V	83	38	121	729	156	49	93	39	19
Ba	16	19	78	93	50	29	28	59	35

Tab. 1 : Zusammensetzung der typischen Gesteine des Reckner-Komplexes nach DINGELDEY (1990).



	Gestein	Typischer Mineralbestand
<b>Quarzphyllit-Decke</b>	Quarzphyllit	Q + Mu ± Ab ± Chl ± Ru ± Mgt
<b>Reckner-Komplex</b>	Serpentinit	Liz ± Chrys + Mgt ± Tr ± Chl
	Ophikarbonate	Liz ± Chrys + Mgt ± Tr ± Chl + Cc ± Do
	Metasomatische Gesteine	reliktische Paragenese mit Ti-Bio + Ru jüngste Paragenese: Cr-Chl + Tit ± Cc
	Metagabbro	Mg-Pump + Chl + Ab + Act
	Blauschiefer	Ab + Q + Mu + Tit + Alk-Amph ± Stilp Ab + Alkpx + Tit ± Q ± Mu ± Amph Ab + Q + Chl + Stilp + Bio ± Mu + Pyrit
	Grünschiefer	Ab + Chl + Ep + Mu + Tit ± Q ± Stilp ± Mg-Pump
<b>Reckner-Decke</b>	Stilpnomelan-Phyllite	Q + Mu + Chl + Stilp ± Tit ± Ab ± Alk-Amph
	Radiolarite/Phyllite	Q + Mu + Chl Q + Mu + Chl ± Stilp ± Ab ± Kfsp ± Tit
	Karbonathältige Phyllite	Q + Cc + Ank + Mu + Ru ± Ab ± Mgt
	Trias-Karbonate	keine Glimmer
<b>Hippold-Decke</b>	Grauwacken/Karbonatbrekzien	Cc + Q + Mu + Stilp ± Talk ± Chl
<b>Südpenninikum</b>	Bündner Schiefer	Cc + Q + Ank ± Dol ± Ab + Mu + Graphit + Ru

Tab. 2: Charakteristische Mineralparagenesen verbreiteter Gesteine aus dem Unterostalpin der Tarntaler Berge. Abkürzungen: Quarz Q, Muskowit Mu, Albit Ab, Chlorit Chl, Rutil Ru, Magnetit Mgt, Lizardit Liz, Chrysotil Chrys, Tremolit Tr, Kalzit Cc, Dolomit Do, Ankerit Ank, Biotit Bio, Titanit Tit, Stilpnomelan Stilp, Pumpellyit Pump, Aktinolith Act, Alkali amphibol Alk-Amph, Amphibol Amph, Alkalipyroxen Alkpx, Epidot Ep, alle übrigen Abkürzungen sind Elementsymbole.

Wobei die Gehalte an Albit, Kalzit und Quarz stark variieren und damit fast alle Übergänge zu den anderen Gesteinstypen (Melangegesteine, Grünschiefer, Radiolarite, etc.) existieren. Nach DINGELDEY (1995) sind diese Gesteine metamorphe Sedimente. Die Alkali amphibole sind üblicherweise Riebeckite bis Mg-Riebeckite, selten mit Crossitkernen, oder Winchite. Sie bilden Büschel oder Garben, die häufig aus einem älteren Alkalipyroxen ( $\leq 40$  Mol.% Jadeit) herauswachsen. Der ebenfalls büschelige Ferri-Stilpnomelan wird teilweise durch grünen Biotit verdrängt.

Die Melange ist durch sehr vielfältige Gesteine vertreten, die von Ophikarbonaten über metasomatisch gebildete Gesteinen bis zu tektonischen Brekzien reichen.

Manche dieser Gesteine führen auch Alkalamphibole oder Alkalipyroxene. Diese Gesteine und die weit verbreiteten Karbonatgesteine sind durch wechselnde Mengen an Chlorit und Hellglimmer gekennzeichnet (Tab. 2).

### **3.2.2. Die Herkunft des Reckner-Komplexes**

Der Reckner-Komplex stammt von einem nur leicht verarmten Mantel mit Iherzolitischer Zusammensetzung ab, wobei basierend auf der geochemischen Signatur der Metagabbros und der Ultramafitite eine Bildung in einem Rifting-Bereich sehr wahrscheinlich ist. Dieser Komplex kam frühzeitig mit Tiefseesedimenten, den heutigen Blauschiefern, in Kontakt und verursachte dabei die Na-Anreicherung und auch die Bildung der Ophikarbonate. Als Relikt dieses Ereignisses ist die weitverbreitete hochtemperierte ozeanische Metamorphose mit vermutlich jurassischem Alter anzusehen.

### **3.2.3. Hinweise auf Relikte einer ozeanischen Metamorphose**

In den Serpentiniten, Ophikarbonaten und Metagabbros, aber nicht in den Blauschiefern und in den Sedimenten, finden sich stark oxidierte braune oder grüne Amphibole der Zusammensetzung Tschermakit oder Magnesio-Hornblende, deren Bildung durch die niedriggradige alpidische Metamorphose nicht erklärbar ist. In den ultramafischen Kumulaten finden sich in den großen Chloritpseudomorphosen mit Rutilentmischung vereinzelt Lagen von Ti-reichen Biotit (Phlogopit mit  $\text{TiO}_2$  bis  $\geq 7$  Gew. %). Daraus und aus  $\text{O}_2$ -Isotopendaten läßt sich ableiten, daß diese Mineralphasen bei Temperaturen  $> 500$  °C gebildet wurden (DINGELDEY, 1990, 1995; Tab. 3). Dies wird auf die Auswirkung einer typischen ozeanischen Metamorphose zurückgeführt, auch die lokal starke metasomatische Veränderung der Gesteine kann hier ihren Ursprung haben.

### **3.2.4. Hochdruckmetamorphose**

Die Auswirkung und Bedingungen der druckbetonten Metamorphose sind in den Gesteinen des Reckner-Komplexes am besten in den Blauschiefern durch das Auftreten von Paragenesen mit Alkalipyroxen, Alkalamphibolen und Stilpnomelan erkennbar (Tab. 2). Hingegen ist in den Metagabbros und manchen Grünschiefern Mg-reicher Pumpellyit erhalten geblieben und noch nicht vollständig durch Epidot ersetzt. In den Sedimentgesteinen sind die einzigen möglichen Mineralphasen, die ausreichend Informationen über die druckbetonte Metamorphose speichern, die Hellglimmer. Daher wurde dem Studium der Hellglimmer große Aufmerksamkeit gewidmet. Neben Resten von älterem, detritärem Glimmer besteht der größte Teil der neugesproßten Hellglimmer aus phengitreichen Zusammensetzungen mit teilweise randlichen phengitärmeren Anwachs säumen. In Abb. 6 sind die maximale Celadonitgehalte aller untersuchten Hellglimmerparagenesen zusammengestellt. Dabei ist auffallend, daß die Hellglimmer der Hippold-Decke, der Reckner-Decke sowie des Reckner-Komplexes vergleichbare Celadonit-Gehalte aufweisen (Abb. 6).

## Schematisches Profil durch die Tarntaler Berge

### Maximaler Celadonitgehalt im Hellglimmer

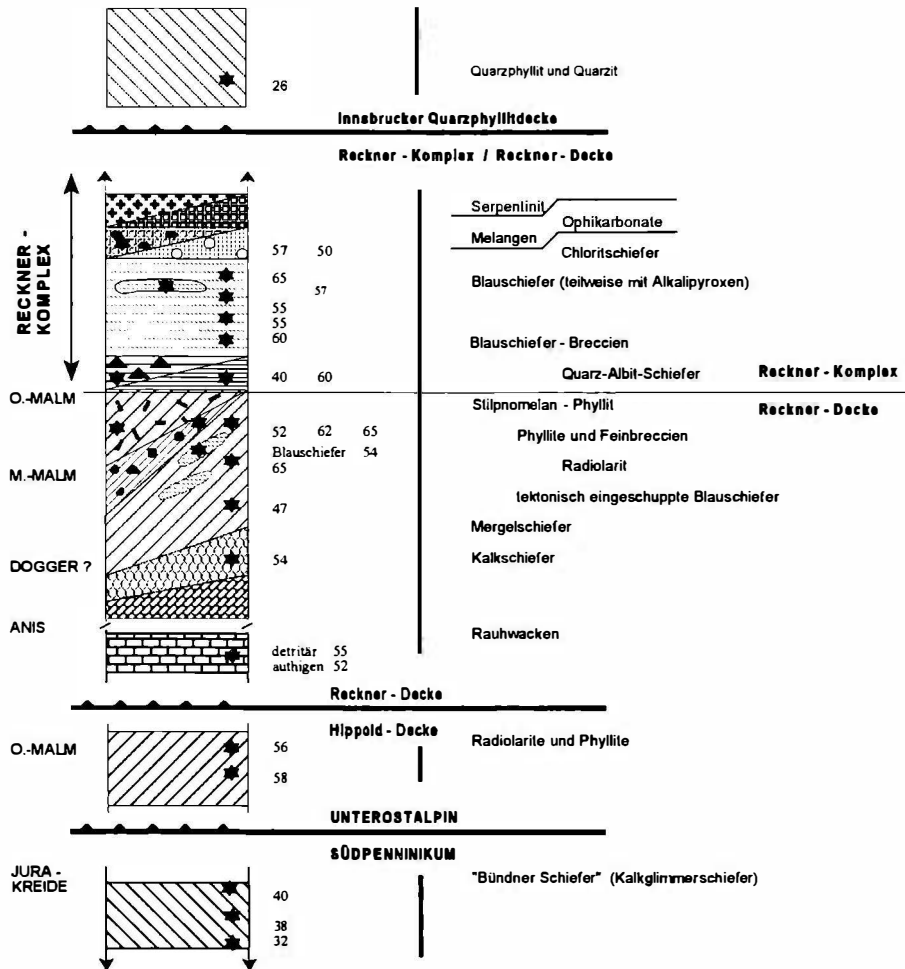


Abb. 6: Profil durch die Tarntaler Berge mit eingezeichneten Probenpunkte (☆) der untersuchten Hellglimmer und deren berechneten maximalen Celadonitkomponenten (Zahlenwerte in Mol.% ) nach DINGELDEY (1995).

Metamorphose	Reckner-Komplex	Reckner-/Hippold-Decke	Südpenninikum
<b>1. Ozeanische Metamorphose</b>	P ?? (vermutlich gering)  T 670 - 780 °C (O <sub>2</sub> -Isotopen-Thermometrie)	_____	_____
<b>2. Hochdruckereignis</b>	PTAX: P <sub>max</sub> ~ 9-10 kbar T <sub>max</sub> ~ 370 °C Phengitbarometrie: P <sub>max</sub> ~ 10 kbar (berechnet bei 350 °C)	PTAX: P <sub>max</sub> ~ 9-10 kbar T <sub>max</sub> ~ 360 °C Phengitbarometrie: P <sub>max</sub> ~ 10 kbar (berechnet bei 350 °C)	Phengitbarometrie: P <sub>max</sub> ~ 6 kbar (berechnet bei 350 °C)
<b>3. Thermischer Höhepunkt</b>	PTAX: P <sub>max</sub> ~ 4 kbar T > 400 °C O <sub>2</sub> -Isotopen-Thermometrie T ~ 395-415 °C Kalzit-Dolomit-Thermometrie T <sub>max</sub> ~ 380 °C	T <sub>max</sub> ~ 400 °C (Paragonit-Komponente im Hellglimmer)	T <sub>max</sub> ~ 500 °C (Paragonit-Komponente im Hellglimmer)

Tab. 3: Zusammenfassung der Ergebnisse zur Metamorphose nach DINGELDEY (1990, 1995).

Sowohl die Glimmer der Quarzphyllit-Decke als auch die des angrenzenden Penninikums weisen deutlich geringere Gehalte auf. In der Tabelle 3 sind die Ergebnisse der P-T-Bestimmungen zusammengefaßt und in Abb. 7 sind die unterschiedlichen P-T-Pfade für die einzelnen Baueinheiten dargestellt. Daraus läßt sich ableiten, daß für die Hippold-Decke, die Reckner-Decke sowie für den Reckner-Komplex ein druckbetontes Metamorphoseereignis bei einem geothermischen Gradienten von < 10°/km nachweisbar ist. Die Metamorphose der Quarzphyllit-Decke und auch die im angrenzenden Penninikum dürfte anders verlaufen sein (Abb. 7).

Nach den ersten Ergebnissen der <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Datierung an Hellglimmern, die nach DINGELDEY et al. (1995a, 1995b, 1996) dem Hochdruckereignis zugeordnet werden, ergaben sich überraschenderweise relativ junge Alter, nämlich 44 - 37 Ma für die Hippold-Decke und für das angrenzende Penninikum, für die Reckner-Decke Alter um 50 Ma. Für die Quarzphyllit-Decke konnte nur die Verjüngung eines präalpidischen Hellglimmeralters nachgewiesen werden.

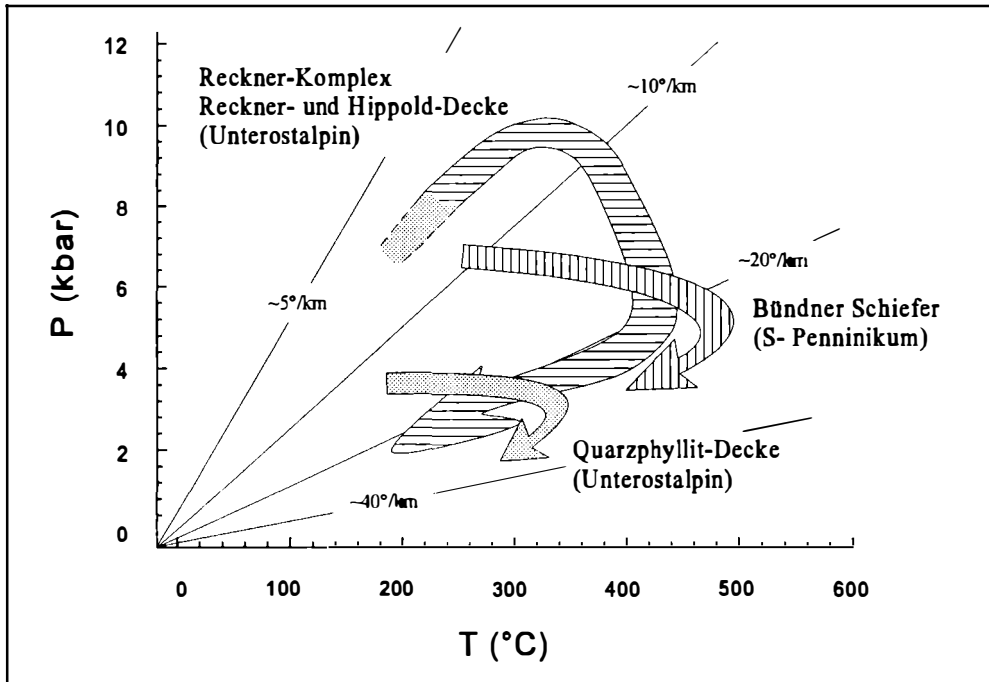


Abb. 7: Schematische Metamorphosepfade für die Gesteinsabfolgen der Tarntaler Berge nach DINGELDEY et al. (1996), dargestellt mit den entsprechenden geothermischen Gradienten.

### 3.2.5. Jungalpidische Überprägung und Platznahme

Der thermische Höhepunkt der alpidischen Metamorphose erfolgte im Unterostalpin bei Bedingungen  $\geq 400$  °C und Drucken um 4 Kbar. Das angrenzende Penninikum weist einen höheren Überprägungsgrad auf (Tab. 3). Grundsätzlich ist aber der thermische Höhepunkt der Metamorphose mit einem Gradienten von  $> 20^\circ/\text{km}$  (Abb. 6) mit jenem des Tauernfensters gut vergleichbar.

Die paläogeographische Rekonstruktion - sie ist natürlich im wesentlichen von der Interpretation des heutigen Deckenstapels abhängig - lässt sich nun folgenderweise darstellen:

Zum Zeitraum Trias-Jura erfolgt eine marine Sedimentation auf kristallinem Basement (vermutlich Quarzphyllit-Decke oder Äquivalentes) getrennt für beide Bereiche, Hippold- und Reckner-Decke. Im Jura bildet sich außerdem ein Bereich mit ozeanischer Kruste (Reckner-Komplex), wobei derzeit nicht eindeutig klar ist, ob dies der südpenninische Ozean oder eine unabhängige Zone mit ozeanischer Kruste ist. Danach erhalten Reckner-Komplex, Reckner-Decke und Hippold-Decke im

Eozän eine vergleichbare subduktionsbezogene Metamorphose, die für die Hippold-Decke etwas später als für die Reckner-Decke stattgefunden hat. Danach erfolgte eine rasche Exhumierung der einzelnen Baueinheiten und die Bildung des Deckenstapels. Geht man vom derzeit angenommenen Deckenstapel aus (ENZENBERG, 1967), so hat dies zur Folge, daß es praktisch unmöglich ist, im Zuge einer Subduktion und anschließender Kontinent-Kontinent-Kollision ein Fragment des südpenninischen Ozeans in die derzeit zweithöchste Position des Unterostalpins der Tarntaler Berge über der Hippold-Decke (Abb. 3.) zu bringen. Dies würde für die Existenz von ozeanischer Kruste südlich des Penninikums sprechen.

#### **4. Der Idalm-Ophiolit (Penninikum) im Unterengadiner Fenster**

##### **4.1. Geologie und Lithologie**

Das Unterengadiner Fenster beinhaltet mehrere tektonische Baueinheiten und ist im Norden vom Silvretta-Kristallin, im Osten und Südosten vom Ötztal-Kristallin sowie im Süden von der Scarl-Einheit umrahmt. Das Penninikum selber gliedert sich nach OBERHAUSER (1980) in die Zone von Pfunds als tiefste Baueinheit, sie entspricht den zentralen Bündnerschiefern von TRÜMPY (1972). Diese wird von der Zone von Roz-Champatsch, einschließlich der Pezid-Serie, und der Zone von Ramosch überlagert, die als nordpenninisch angesehen werden. Die darüberfolgende Tasna-Decke wird gemeinsam mit dem präalpidischen Tasnagranit als mittelpenninisch eingestuft. Die höchste Baueinheit wird von der Arosa-Zone gebildet, für die allgemein eine südpenninische Herkunft angenommen wird (TRÜMPY, 1972; TOLLMANN, 1977; OBERHAUSER, 1980; FRISCH, 1984).

Die Ophiolitfragmente sind in den Gesteinsserien der Unterengadiner Fenster relativ häufig und kommen in unterschiedlichen tektonischen Einheiten vor. So enthalten die Zone von Pfunds mit dem Piz Mordin (HEUGEL, 1975, 1982), die Zone von Ramosch (VUICHARD, 1984, 1985) und die Arosa-Zone mit dem Idalm-Komplex (DAURER, 1980; HÖCK & KOLLER, 1987) größere Ophiolitkomplexe.

Der Idalm-Ophiolit liegt in den hangenden Bereichen der Arosa-Zone und ist im Norden und Nordwesten vom Silvrettakristallin überlagert (Abb. 8). Diese Überschiebungsfläche ist markiert durch einen nur wenige Meter mächtigen, oft auch fehlenden Horizont von kalkigen oder dolomitischen Linsen, die von OBERHAUSER (1980) als "subsilvrettide Schürflinge" und von DAURER (1980) als "subsilvrettide Schollenzone" bezeichnet wurden (Abb. 9). Unterlagert wird der Ophiolitkomplex von den Sedimentserien der Arosa-Zone, von den die beiden wichtigsten im Exkursionsgebiet der Idalp-Sandstein (Callovien) und der Höllental-Flysch (Cenoman) sind (HÖCK et al., 1986). Der komplex verfaltete Idalm-Ophiolitkörper wird aus zwei, kartierungsmäßig unabhängigen, tektonischen Einheiten, der südlichen Flimspitz-Decke und der nördlichen Bürkelkopf-Decke, aufgebaut (Abb. 9). Getrennt werden diese beiden Bereiche durch eine tektonische Schuppe aus diaphoritischen Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten, die nach DAURER (1980) ein Teil der Silvretta-Einheit sind und als Flimjochkeil bezeichnet werden. Der Ophiolit stellt eine pseudostratigraphische Abfolge dar und besteht aus Ultrabasiten, einem

plutonischen Anteil sowie einer Vulkanitfolge bestehend aus massiven Diabasen, Pillowlaven, Hyaloklastiten und feingebänderten Grünschiefern, die mit Radiolariten oder Phylliten wechsellagern können (Abb. 10)

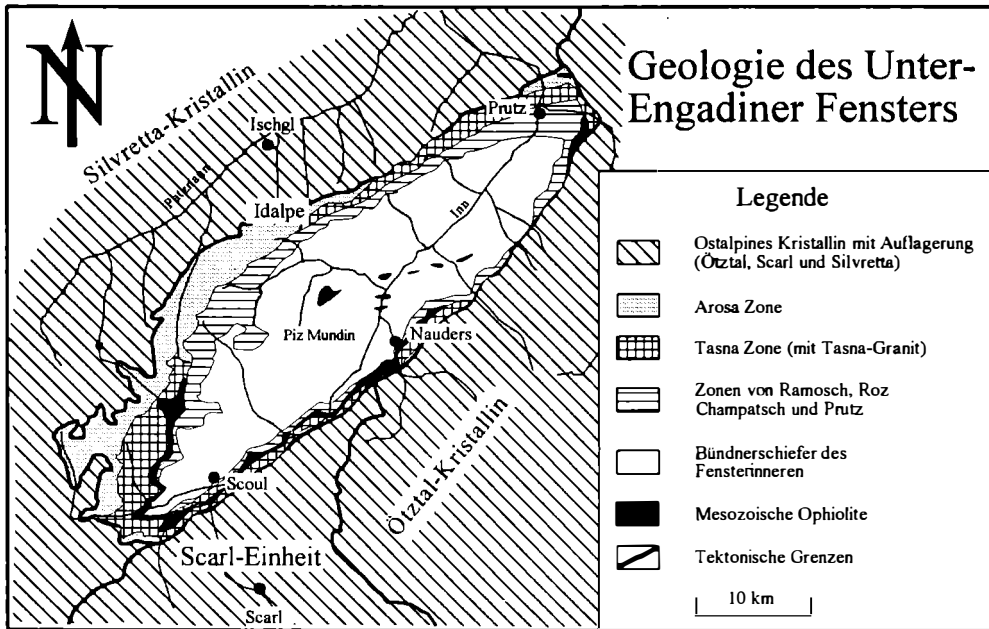


Abb. 8: Geologische Skizze des Unterengadiner Fenster nach TOLLMANN (1977), OBERHAUSER (1980) und HÖCK & KOLLER (1987).

Die nur bis maximal 80 m mächtigen Ultramafitite bestehen aus meist sehr stark deformierten Serpentiniten, die nur selten noch Formrelikte nach OPX erkennen lassen. Im Hangenden, knapp unter den Gabbros, findet man häufig bis zu 2 m dicke Linsen oder Gänge von rodingitisierten Leukogabbros, die von den Serpentiniten durch ein Blackwall-Saum von reinem Chloritfels getrennt werden. In der letzten Zeit konnten am Rande der Bürkelkopf-Decke in einem Bachbett mehrere bis zwei Meter mächtige Blöcke eines Iherzolithischen Ultramafitits, der unterschiedlich große, aber gut erhaltene Klinopyroxene führt, gefunden werden. Anstehende Vorkommen dieses, aus geochemischen Gründen (siehe Kap. 4.2.) als Kumulat interpretierten Ultramafitits konnten bisher nicht nachgewiesen werden. Ihre Herkunft wird in einem Areal vermutet, das durch einen postglazialen Bergsturz überschüttet ist.

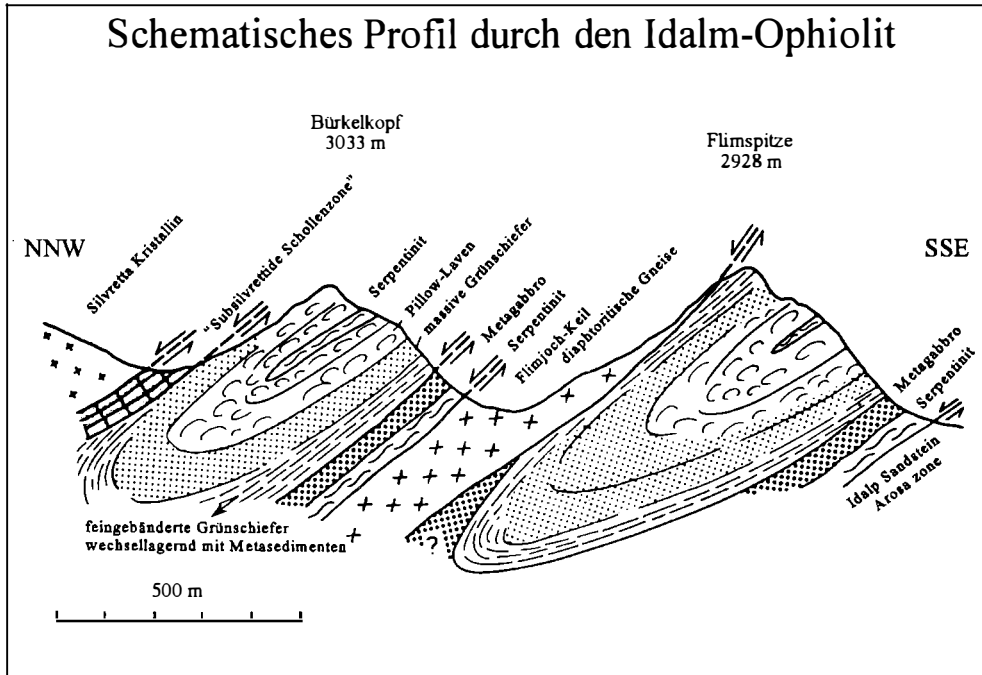


Abb. 9: Schematische Querschnitt durch den Idalm-Ophiolit nach HÖCK & KOLLER (1987) mit den beiden Einheiten Flimjoch- und Büchelkopf-Decke.

Die Grenze zur Gabbrosequenz ist immer tektonisch überprägt. Die Gabbros sind vor allem in Bereich der Büchelkopfschulter besonders mächtig und gut aufgeschlossen. Sie werden bis 75 m mächtig und bestehen ausschließlich aus isotropen, fein- bis mittelkörnigen KPX-Plag-Gabbros, die sehr häufig von Gabbropegmatiten, gelegentlich mit KPX bis über 25 cm Korngröße, intrudiert werden. Nur sehr selten ist die Intrusion von kleinen Ferrogabbrostöcken zu beobachten. Bereits KOLLER & HÖCK (1990) haben auf die geringe Häufigkeit der hochfraktionierten Fe-Ti-Gabbros im Unterengadiner Fenster gegenüber dem Tauern Fenster und der Rechnitzer Fenstergruppe hingewiesen. Eine weitere Besonderheit sind bis 40 cm mächtige Diabas-Gänge, die üblicherweise annähernd E-W steichen und ein relativ steiles Einfallen aufweisen. Eine direkte Verbindung und Fortsetzung in die Vulkanitabfolge konnte nicht aufgefunden werden.

Entsprechend dem gut entwickelten Profil in der Flimspitz-Decke folgen an einer tektonisch überprägten Grenze über den Gabbros direkt Pillow-Laven, eine "sheeted dyke"-Abfolge fehlt. Dies ist ebenfalls schon öfter festgehalten worden (HÖCK & KOLLER, 1987, 1989; KOLLER & HÖCK, 1987, 1990). Die gesamte Vulkanitabfolge erreicht eine Mächtigkeit bis 300 m mit einer Sequenz von Pillow-laven und massiven Diabasen (ehemalige Sills) sowie Hyaloklastiten und Pillow-



brekzien, wobei vor allem erstere steile Wände bilden. Zum Hangenden hin findet man häufiger Hyaloklastite, die dann in rot pigmentierte Pillowbrekzien mit häufigen, annähernd E-W-streichende Epidotmobilisaten übergehen. Die oberste Einheit besteht aus feingebänderten Grünschiefern, die auch gelegentlich mit Radiolariten oder mit phyllitischen Metasedimenten wechsellagern können.

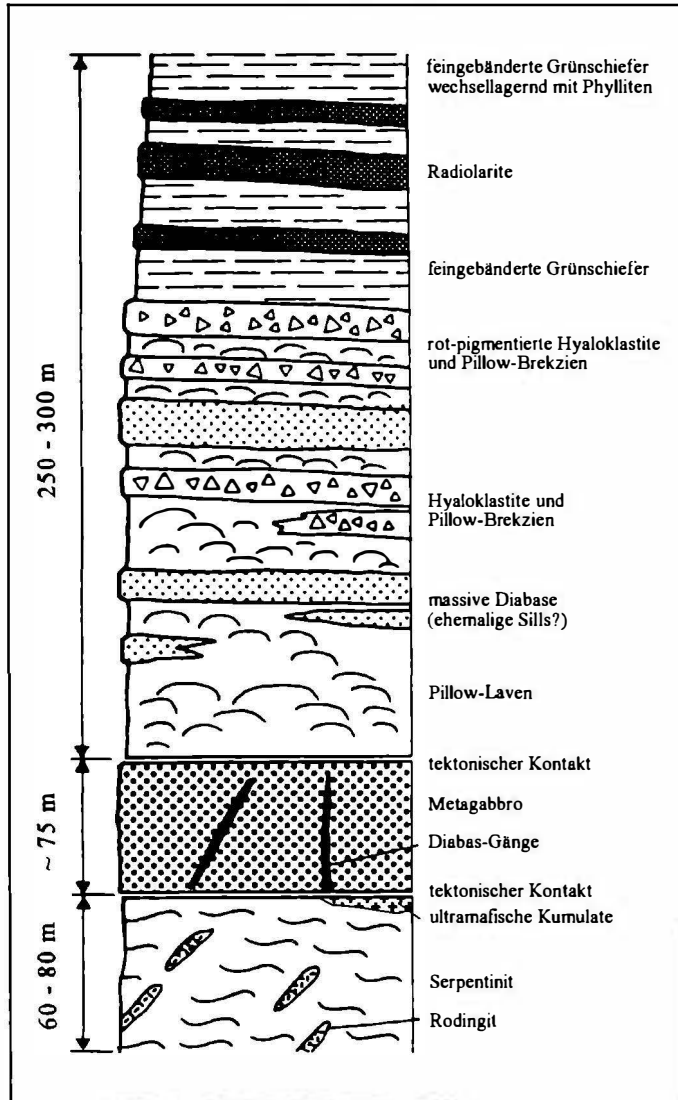


Abb. 10: Schematisches Säulenprofil durch den Idalm-Ophiolit nach HÖCK & KOLLER (1987) sowie nach neueren Ergebnissen.

In Abb. 10 ist ein entsprechendes schematisches Profil durch die Ophiolit-Abfolge zusammengestellt. Es muß aber zusätzlich festgehalten werden, daß die Radiolarite häufig auskeilende Linsen bilden, und die Vulkanitfolge im Hangenden danach in tonige Sedimente übergeht.

#### 4.2. Mineralbestand und Geochemie der Gesteine

Die Ultramafitite sind vollständig serpentinisiert, wobei in nicht deformierten Proben ein ursprünglicher Mineralbestand mit 70 - 75 Vol.% Olivin und 25 - 30 Vol.% Orthopyroxen noch rekonstruierbar war (KOLLER & HÖCK, 1990). Mit diesem Mineralbestand, bei einem Gehalt von 1,2 - 1,6 Gew.%  $Al_2O_3$  und einem durchschnittlichem  $x_{mg}$  von 0,90 entsprechen die Serpentinite den typischen Harzburgiten der ostalpinen Ophiolite (KOLLER & HÖCK, 1990). Die neugefundenen ultramafischen Kumulate weisen deutliche höhere Gehalte an Al, Ca und Fe (Tab. 4) auf und sind bei dem niedrigerem  $x_{mg}$  von  $\sim 0,80$  nicht mit den Lherzoliten des Ramosch-Ophiolits (VUICHARD, 1985) oder des Reckners (Tab. 2), beide besitzen ein einem Mantel-Ultramafitit entsprechendes  $x_{mg}$  von  $\sim 0,90$ , vergleichbar.

Vom Mineralbestand der ehemaligen Gabbros ist nur der Klinopyroxen erhalten geblieben, der Plagioklas ist durch eine Masse aus Mg-reichen Pumpellyit, Albit und Chlorit ersetzt. Gelegentlich werden auch die Klinopyroxene von schwarzen Amphibolen mit  $Al_2O_3$ -Gehalten bis 7,5 Gew.% verdrängt. Die kleinen und seltenen Ferrogabbrokörper haben entsprechend hohe Ti-, Fe-, P- und V-Gehalte (Tab. 4) und ein niedriges  $x_{mg}$  von 0,44. Gabbros, die in und am Rande von Ultramafititen zu finden sind, weisen eine Rodingitbildung mit Ca-Werten bis über 23 Gew.% CaO auf und zeigen die Neubildung von Hydrogrossular und seltener von Vesuvian (KOLLER & DIETRICH, 1987). Die Blackwallbildung um die Rodingite, reine Chloritfelse, sind nach KOLLER et al. (1982) veränderte Gabbros, das bedeutet, daß die ursprüngliche Grenze auch heute noch an der Grenze zu den Serpentiniten liegt. Ansonsten findet man in den normalen Gabbros mit einem  $x_{mg}$  von 0,79 - 0,70 nur gelegentlich eine lokale Na-Zunahme, die auf eine Wechselwirkung mit Meerwasser zurückgeführt wird.

Bei den Vulkaniten kann man bezüglich Pillow-Laven, massiven Diabasen, Pillowbrekzien oder Hyaloklastiten keine wesentlichen Unterschiede im Mineralbestand und in ihrer Geochemie feststellen. Generell findet man Klinopyroxen und/oder Plagioklas als Einsprenglinge, jedoch sind auch aphyrische Typen vorhanden. Vom primären Mineralbestand hat nur der Klinopyroxen die metamorphe Überprägung überdauert, der heutige, extrem feinkörnige Mineralbestand besteht aus Chlorit, Albit, grünem Fe-reichen Pumpellyit ( $Fe^{tot}/(Fe^{tot} + Al) = 0,11 - 0,15$ ), Kalzit, Hämatit und Titanit, sowie geringen Mengen an Quarz und Aktinolith. Epidot findet sich üblicherweise nur als späte Verdrängung von Pumpellyit oder gebunden an Kluftmobilisationen. Geochemisch herrschen nur N-typ MORB Zusammensetzungen vor, mit typischen tholeiitischem Entwicklungstrend und einheitlichen Zr/Ti-, Zr/Y-, Zr/V- und Ti/V-Verhältnissen (Abb. 11).

Tab. 4: Zusammensetzung typischer Gesteine des Idalm-Ophiolits.

Idalpe	Serpentinit	UM-Kumulat	Gabbro	Ferrogabbro	Diabasgang	Diabas	Px-Diabas	Pillow	Hyaloklastit	Grünschiefer	feingebänderter Grünschiefer	Tuffit
SiO <sub>2</sub>	39,05	38,38	50,22	37,17	50,51	48,81	46,27	46,48	48,56	48,67	45,38	60,23
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,15	0,44	4,70	1,33	1,60	1,25	1,73	1,61	2,13	2,10	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,59	4,23	16,21	14,06	14,41	15,51	18,94	17,04	16,30	15,55	14,94	13,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,32	14,13	5,41	20,86	9,42	10,15	8,72	10,91	10,38	11,49	12,11	6,18
MnO	0,11	0,19	0,13	0,33	0,13	0,14	0,13	0,16	0,15	0,16	0,19	0,14
MgO	36,38	29,51	9,80	8,14	7,55	6,82	5,01	5,22	6,90	6,61	6,04	3,56
CeO	1,54	4,51	8,95	9,57	11,75	10,47	10,83	11,87	8,52	9,07	8,82	4,57
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	4,12	1,83	1,47	2,91	3,37	3,11	3,68	3,63	3,75	2,52
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,62	0,27	0,03	0,26	0,00	0,35	1,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,00	0,04	1,59	0,14	0,19	0,13	0,21	0,15	0,22	0,22	0,12
H <sub>2</sub> O	12,23	9,15	4,07	3,55	4,25	3,21	5,32	4,25	4,45	3,60	6,78	6,81
Total	99,26	100,25	99,44	101,83	100,96	100,43	100,24	101,01	100,96	101,13	100,68	99,78
x <sub>min</sub>	0,89	0,81	0,78	0,44	0,61	0,57	0,53	0,49	0,57	0,53	0,50	0,53
Cr	2752	386	1489	0	296	313	229	199	224	189	201	221
Ni	2113	1018	141	60	74	91	0	93	96	91	54	0
V	54	67	116	499	218	248	0	266	245	288	0	n.d.
Sc	9	19	25	48	0	0	0	0	0	0	0	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	0	2	1	11	5	1	6	0	10	51
Sr	n.d.	2	111	427	41	78	127	124	88	119	92	35
Y	n.d.	1	15	140	31	36	31	44	37	49	50	35
Zr	n.d.	6	39	173	105	126	97	153	129	170	169	179
Nb	n.d.	0	0	4	0	3	1	2	0	0	1	11
Ba	n.d.	0	10	148	75	101	39	52	49	66	76	142

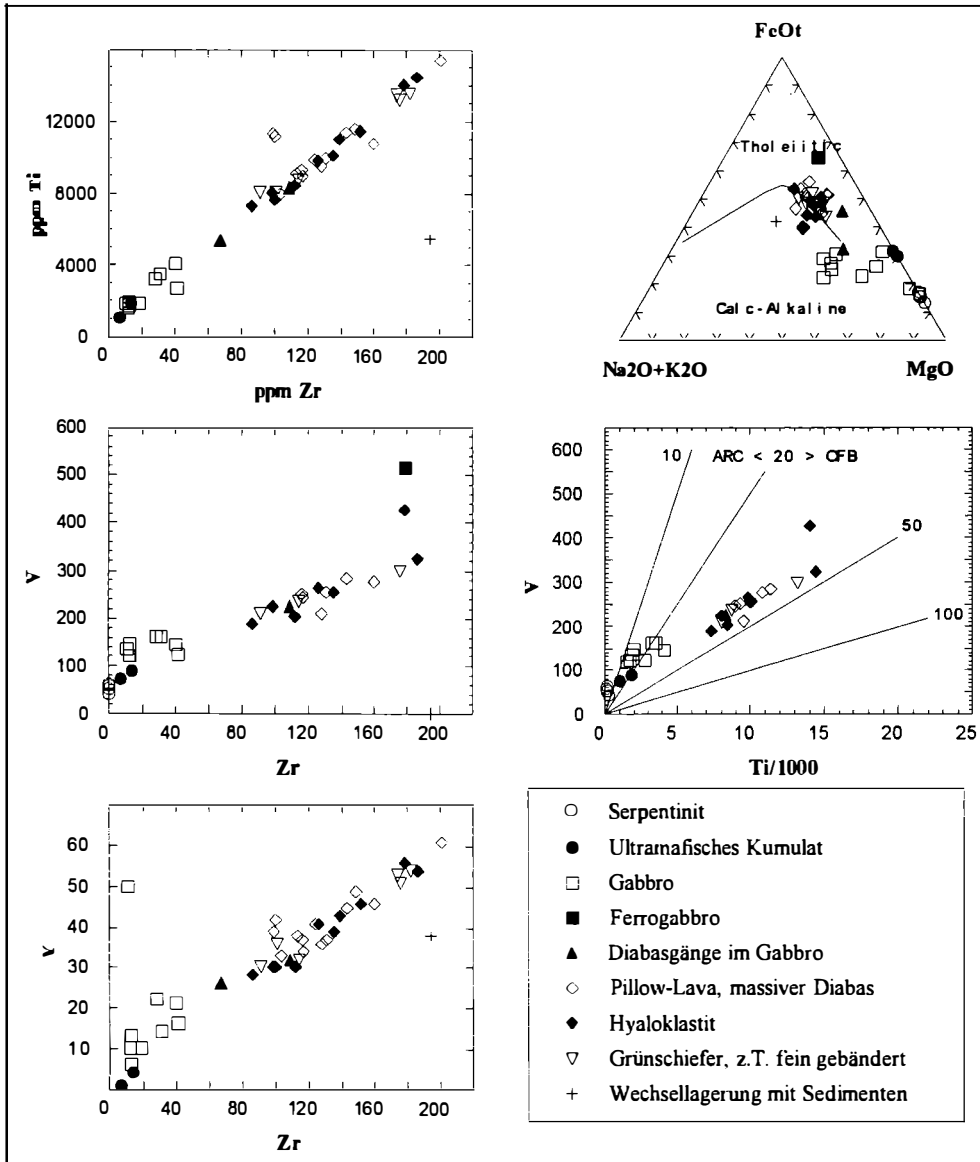


Abb. 11: Geochemische Diagramme für die Magmatite der Idalm-Ophiolitabfolge, Daten im wesentlichen nach HÖCK & KOLLER (1987, 1989).

### 4.3. Metamorphe Überprägung

#### 4.3.1. Ozeanische Metamorphose

Eine höher temperierte metamorphe Überprägung ist in vielen Teilbereichen des Ophiolits vorhanden und zeigt sich in den Gabbros durch eine plastische Deforma-

tion und der Ausbildung von Flaser-gabbro-artigen Texturen. Wesentlich häufiger ist die Verdrängung der bräunlich verwitternden Klinopyroxene durch eine schwarz gefärbte Hornblende, deren Zusammensetzung von einer relativ Fe-reichen Magnesio-Hornblende über Pargasit bis zum Aktinolith reicht. Diese Amphibole besitzen mit 2000 - 4000 ppm Cl relativ hohe Gehalte an Cl, die unabhängig vom Al-Gehalt (1,5 - 7,5 Gew. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) der untersuchten Amphibole allerdings nur mehr in deren Kernbereich erhalten sind (KOLLER et al., 1995). Randlich, wo sie manchmal von Mg-reichen Pumpellyit verdrängt werden, verlieren die Amphibole den Cl-Gehalt vollständig. Die Amphibolbildung in den Gabbros ist eng mit einem E-W-streichenden, älteren Kluftsystem verbunden und findet sich bevorzugt in dessen Nahbereich. Weiters kann auch am Rande der Diabas-Gänge in den Gabbros eine ähnliche Umwandlung beobachtet werden.

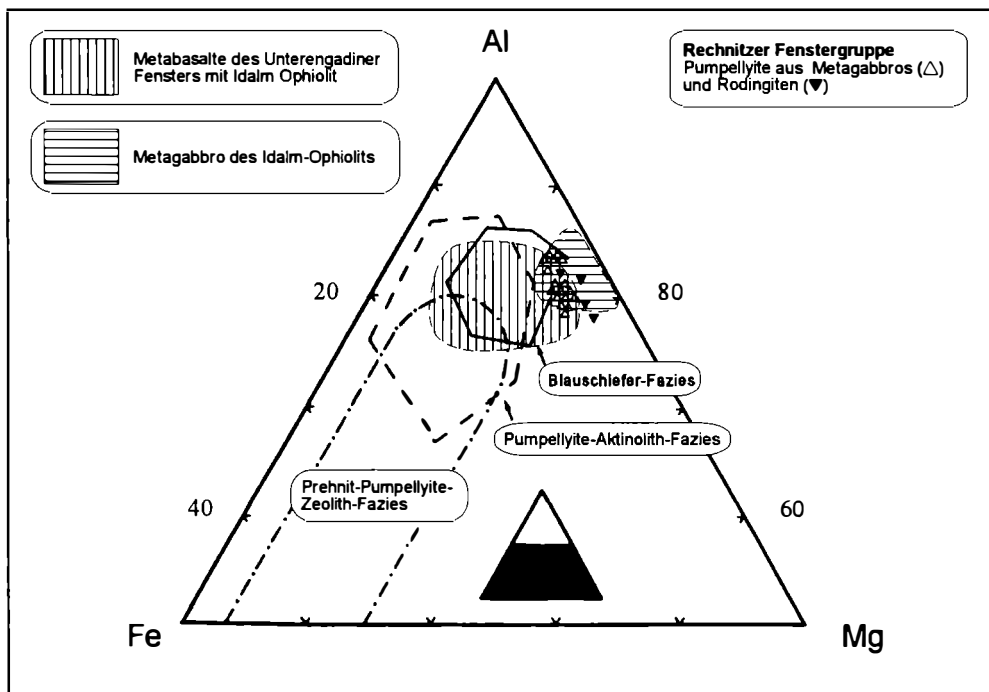


Abb. 12: Zusammensetzung der Pumpellyite des Unterengadiner Fensters im Dreieck Al-Fe-Mg. Daten aus der Rechnitzer Fenstergruppe nach KOLLER (1985) sowie die Felder für verschiedene Metamorphosebereiche nach BARRIGA & FYFE (1983).

In den Vulkaniten fallen zwei Phänomene, die gegenüber der alpidischen Metamorphose eindeutig älter sind, auf. Sie können am besten in den Hyaloklastiten beobachtet werden. Es ist dies einerseits die weitverbreitete Rotpigmentierung

(intensive Oxidation) der hangenden Pillow-Laven, Pillowbrekzien und Hyaloklastite und andererseits eine lokale Häufung von gelbgrünen Epidotmobilisationszonen, die ebenfalls eine bevorzugte E-W-Erstreckung aufweisen.

Auch die Rodingit-Bildung mit Ca-Gehalten bis über 23 Gew. % CaO und die lokale Na-Anreicherung bis über 5,5 Gew. % Na<sub>2</sub>O sind Auswirkungen der ozeanischen Metamorphose.

#### **4.3.2. Alpidische metamorphe Überprägung**

Die metamorphe Überprägung im Bereich des Unterengadiner Fensters und im Idalm-Ophiolit im speziellen ist auf Grund der geringen Metamorphosetemperaturen nicht leicht erfassbar. Einerseits fehlen geeignete Paragenesen zur Bestimmung der Bildungsbedingungen, andererseits macht die geringe Korngröße der Mineralphasen in den Metabasalten alle Untersuchungen relativ mühsam. Allerdings sprechen viele Anzeichen dafür, daß die ophiolitischen Gesteine sehr wohl im ganzen Fenster ähnliche Überprägungen erfahren haben. So berichten LEIMSER (1977) und LEIMSER & PURTSCHHELLER (1980) aus allen Metabasalten der tieferen strukturellen Einheiten mit der Idalpe vergleichbare Pumpellyit-Zusammensetzungen sowie erhaltenen Lawsonit. Neuerdings haben BOUSQUET et al. (1995) und OBERHÄNSLI et al. (1996) basierend auf reliktschen Karpholit eine Hochdruckmetamorphose für die Ophiolitserien und angrenzenden Sedimenten des Piz Mundins nachgewiesen.

Die einzigen Hinweise auf die Metamorphosebedingungen für den Idalm-Ophiolit können derzeit aus dem Pumpellyitchemismus gewonnen werden, da diese Mineralphasen in den Metabasalten und auch in den Gabbros stets präsent sind. In Abb. 12 sind die Zusammensetzungsfelder für Pumpellyite aus Metabasalten und Gabbros dargestellt, die mit den Literaturbeispielen der Hochdruckmetamorphite übereinstimmen. Ebenso gilt dies für die Pumpellyitdaten der Rechnitzer Fenstergruppe (KOLLER, 1985) und für die nicht dargestellten Pumpellyite des Reckners (DINGELDEY, 1990). Daraus wird der Schluß gezogen, daß der Ophiolit der Idalm vermutlich eine druckbetonte Metamorphose bei Temperaturen  $T \leq 350$  °C und Drucke  $P > 3$  kbar erfahren hat. Dies wird durch die Tatsache unterstützt, daß nie Prehnit nachweisbar ist (SCHIFFMAN & LIOU, 1980; LIOU et al. 1985). Das letzte Ereignis führt zur Paragenese Epidot-Aktinolith-Chlorit-Albit sowie zu vielen schmalen N-S-gerichteten Klufsystemen, die mit Quarz, Albit, Chlorit, gelegentlich Epidot gefüllt sind.

### **5. Exkursionsroute**

Die Reckner-Exkursionsroute verläuft von Schwaz ausgehend entlang des Inntales bis nach Wattens, danach Richtung Wattener Lizum und über die Fahrstraße im TÜPI Walchen-Lizum bis zur Lizumer Hütte (2050 m). Von dort aus Fußmarsch Richtung Pluderling Scharte (2700 m) über einen Blocksturz der Tarntaler Brekzie unterhalb der Kalkwand zur Grenze Penninikum, Hippold- und Reckner-Decke (Abb. 13). Danach Aufstieg zum Geier (2850 m) mit Blauschiefern, Ophikarbonaten,

Grünschiefern und Melangeesteinen. Am Hang des Lizumer Reckners folgen die Aufschlüsse der Ultramafitite, danach geht es weiter zur Scharte zwischen Lizumer und Naviser Reckner (Ti-reiche Ultramafitite, Metagabbro, Ultramafitite, etc.), Rückkehr in Abhängigkeit von den Schneeverhältnissen an der Ostseite des Reckners über Blauschiefer und einen weiteren Metagabbro, danach Abstieg zur Lizumer Hütte. Bei Schlechtwetter wird die Exkursionsroute zu den tiefergelegenen Blauschiefervorkommen westlich des Klammsees geführt.

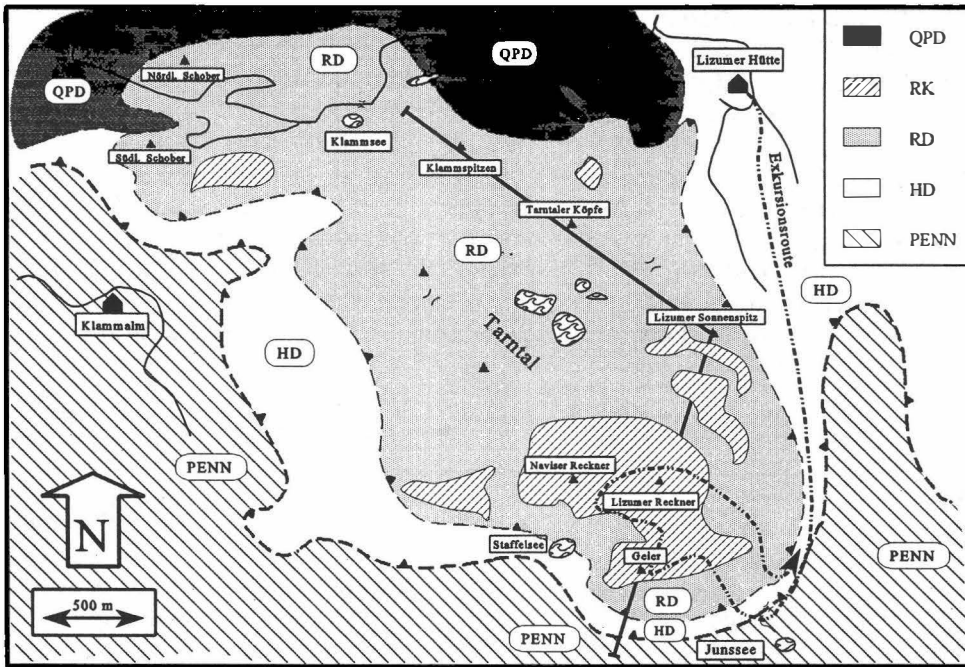


Abb. 13: Geologische Skizze der Tarnaler Bergen mit eingezeichneter Exkursionsroute. (Abkürzungen: QPD für Quarzphyllit-Decke, RK für Reckner-Komplex, RD für Reckner-Decke, HD für Hippold-Decke und PENN für Penninikum.

Die Idalm-Exkursion führt von Schwaz über Landeck ins Patznauntal nach Ischgl und von dort über Güterwege ins penninische Unterengadiner Fenster auf die Idalm. Die Exkursion beginnt mit einem Profil im Bereich der Bürkelkopf-Decke im Bereich der Velillscharte in ca. 2550 m, folgt dem Weg in Richtung Flimjoch bis ca. 2640 m und führt dann unter der Flimspitze auf das äußere Viderjoch auf ca. 2800 m. Dabei werden alle wesentliche Gesteine besucht, einschließlich wunderschön erhaltener Pillowlaven in Form von Gletscherschliffblöcken.

## Literatur

- BARRIGA, F., FYFE, W.S. (1983): Development of rodingite in basaltic rocks in serpentinites, east Liguria, Italy. - *Contrib. Miner. Petrol.*, **84**, 146 - 151.
- BOUSQUET, R., GOFFÉ, B., OBERHÄNSLI, R., JOLIVET, L. (1995): The high pressure-low temperature metamorphic core of the Engadine window (eastern central Alps). - *Bh. Europ. J. Min*, **7**, 35.
- DAURER, A. (1980): Short notes on the Idalp ophiolites (Engadine window, Tyrol, Austria). - *Ofioliti*, **5**, 101 - 106.
- DINGELDEY, Ch. (1990): Der Reckner-Serpentinit und seine Randgesteine. - *Petrologie und Geochemie*. - unveröff. Diplomarbeit, Formal. Naturw. Fak., Univ. Wien 213 S.
- DINGELDEY, Ch. (1995): Die Bedeutung des Reckner-Komplexes für die geotektonische Entwicklung des Unterostalpins im Nordwesten des Tauernfensters. - unveröff. Dissertation, Formal. Naturw. Fak., Univ. Wien, 309 S.
- DINGELDEY, C., DALLMEYER, D., KOLLER, F. (1995a): Metamorphic evolution of the northern Lower Austroalpine realm of the Penninic Tauern Window. - *Terra Nova*, **7**, Abstract supplement 1, 311.
- DINGELDEY, Ch., DALLMEYER, R.D., KOLLER, F., MASSONNE, H.-J. (1996): 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. - zum Druck eingereicht.
- DINGELDEY, C., KOLLER, F., (1991): Geochemistry of the Reckner-complex - an uncommon ophiolitic sequence from the Austrian Alps. - *Terra Abstract*, **3**, 315.
- DINGELDEY, Ch., KOLLER, F. (1994): Zusammensetzung von Hellglimmern in Gesteinen des Reckner-Komplexes und seiner Nebengesteine (Tarntaler Berge, Tirol). - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **139**, 287 - 289.
- DINGELDEY, Ch., KOLLER, F., DALLMEYER, D., MEISEL, T. (1995b): Implications of the ultramafic-mafic Reckner complex for the geotectonic evolution of the Lower Austroalpine in the Eastern Alps. - *International Ophiolite Symposium, IOS Pavia 1995, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia, Program and Abstract volume*, **40**.
- ENZENBERG, M. (1967): Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* **17**, 5 - 50.
- ENZENBERG-PRÄHAUSER, M. (1976): Zur Geologie der Tarntaler Berge und ihrer Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **23**, 163 - 180.
- FISCHER, G., NOTHAFT, J. (1954): Natriumamphibol-(Osannit-)Ägirinschiefer in den Tarntaler Bergen. - *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **4**, 396 - 419.
- FRISCH, W. (1984): Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic windows in the Eastern Alps. - *Geol. Rundschau*, **73**, 33 - 45.
- FUCHS, W. (1985): Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarparten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. - *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 571 - 631.
- 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.
- HEUGEL, W. (1975): Die Opiolithe des Piz Mundins (Oberengadin). - Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Bern, 90.
- HEUGEL, W. (1982): Die Zonierung in Pillows. - Unveröff. Diss., Univ. Bern, 116 S.
- HÖCK, V. (1980): Ophiolites in the middle part of the Hohe Tauern, Austria. - Ofioliti, 5, 57 - 64.
- HÖCK, V. (1983): Mesozoic ophiolites and non ophiolitic metabasites in the central part of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). - Ofioliti, 8, 103 - 126.
- HÖCK, V., KOLLER, F., (1987): The Idalp ophiolite (Lower Engadin Window, Eastern Alps) its petrology and geochemistry. - Ofioliti, 12, 179 - 192.
- HÖCK, V., KOLLER, F., (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. - Chemical Geology, 77, 209 - 227.
- HÖCK, V., KOLLER, F., OBERHAUSER, R., UCIK, F., (1986): Exkursionen E 1 - E 4. - Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen im Bereich Fimbertal-Samnaun verbunden mit einer Gesamtübersicht über den östlichen Fenster-teil. - Österr. Geol. Ges., Exkursionsführer, 4, 107 - 122.
- HÖCK, V., KOLLER, F., SEEMANN, R. (1994): Geologischer Werdegang der Hohen Tauern vom Ozean zum Hochgebirge. - In: Hohe Tauern. Mineral & Erz: Naturhist.Museum Wien, 28 - 54.
- HÖCK, V., MILLER, Ch. (1987): Mesozoic ophiolitic sequences and non-ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern. - In: FLÜGEL, H.W., FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. - Deuticke: Wien, 16 - 33.
- KOLLER, F., (1985): Petrologie und Geochemie des Penninikums am Alpenostrand. - Jb. Geol- B.-A. Wien, 128, 83 - 150.
- KOLLER, F., DIETRICH, H., (1987): Rodingites from mesozoic ophiolites in the Eastern Alps, Austria. - Symposium TROODOS 87, Ophiolites and oceanic Lithosphere, abstract volume, Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus, 61.
- KOLLER, F., DIETRICH, H., KIESL, W., RICHTER, W., (1982): Ein Beitrag zur Geochemie von Metarodingiten und deren Blackwallbildung aus den Ostalpen. - Fortschritte der Mineralogie, 60, Beiheft 1, 119 - 120.
- KOLLER, F., DINGELDEY, Ch., (1992): The Reckner ophiolite and its relation to the Mesozoic ophiolites of the Eastern Alps. - Working Group Meeting - IGCP n° 256, 6th-11th October 1992 - Tirana, Albanien, Abstract- and Excursion-Volume, 29 - 30.
- KOLLER, F., HÖCK, V., (1987): Die mesozoischen Ophiolite der Ostalpen. - Mitt. Österr. Miner. Ges., 132, 61 - 77.
- KOLLER, F., HÖCK, V., (1990): Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps. - In: MALPAS, J., MOORES, E.M., PANAYIOTOU, A., XENOPHONTOS, C. (Eds.): Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues, Proceedings of the Symposium "TROODOS 1987", 253 - 263.
- KOLLER, F., HÖCK, V., (1992): The Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps - a review. - In: NEUBAUER, F. (Ed.): ALCAPA Field Guide - The Eastern Central Alps of Austria. - IGP/KFU Graz, 115 - 125.

- KOLLER, F., HÖCK, V., DINGELDEY, Ch. (1995): Remnants of oceanic metamorphism in Mesozoic ophiolites of the Eastern Alps. - International Ophiolite Symposium, IOS Pavia 1995, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia, Program and Abstract volume, 70.
- LEIMSER, W. (1977): Untersuchungen zur Petrographie und Metamorphose der Gesteine des Unterengadiner Fensters. - unveröff. Dissertation, Naturw. Fak., Univ. Innsbruck, 137 S.
- LEIMSER, W., PURTSCHELLER, F. (1980): Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 129 - 137.
- LIU, J.G., MARUYAMA, S., CHO, M. (1985): Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low grade metamorphism. - Min. Mag., 49, 321 - 333.
- OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., BOUSQUET, R. (1996): Geodynamic implications of carpholite occurrences to the north Penninic Valais zone. - Abstract Vol. TSK 6, 304 - 307.
- OBERHAUSER, R. (1980): Das Unterengadiner Fenster. - In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs. - Springer: Wien-New York, 291 - 299.
- PEARCE, J.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Thetyan ophiolites. - In: PANAYIOTOU, A. (Ed.): Ophiolites. - Proceed. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus, 1979, 261 - 272.
- PEARCE, J.A., NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. - Contrib. Miner. Petrol., 69, 33 - 47.
- POBER, E., FAUPL, F. (1988): The chemistry of detrital chromium spinels and its implication for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. - Geol. Rundsch., 77, 641 - 670.
- SAUNDERS, A.D. (1984): The rare earth element characteristic of igneous rocks from ocean basins. - In: HENDERSON, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry. - Developments in Geochemistry, 2, 205 - 236.
- SCHIFFMAN, P., LIU, J.G. (1980): Synthesis and stability relations of Mg-Al-Pumpellyite. - Journ. Petrol., 21, 441 - 474.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band 1. - Wien: Deuticke, 766 S.
- TRÜMPY, R. (1972): Zur Geologie des Unterengadins. - In: Komm. Schweiz. natf. Ges. zur wiss. Erforschung d. Nationalparks: Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchung im Nationalpark. - 13, 71 - 87.
- VUICHARD, D. (1984): Petrographische Untersuchungen in der Zone von Ramosch (Alp Champatsch, Unterengadin) mit besonderer Berücksichtigung der ophiolithischen Gesteine. - Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Bern, 154.
- VUICHARD, D. (1985): The ophiolitic suite of the Alp Champatsch (Lower Engadin Window, Switzerland). The metamorphic and tectonic evolution of a small oceanic basin in the Penninic realm ?. - Ophioliti, 9, 619 - 632.