

EXKURSIONEN E 1 - E 4

Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen im Bereich Fimbartal-Samnaun verbunden mit einer Gesamtübersicht über den östlichen Fensterteil**Volker HÖCK, Friedrich KOLLER, Rudolf OBERHAUSER und Friedrich UCIK*)****Über den Idalp-Ophiolith berichtet V. HÖCK und F. KOLLER:**

Ophiolithe sind im Unterengadiner Fenster weit verbreitet. Mehrere tektonische Einheiten (die Zone von Pfunds, die Zone von Ramosch und die Arosa-Zone) enthalten Ophiolithkörper. Der Idalp Ophiolith ist Teil der obersten Einheit im Unterengadiner Fenster, der Arosa-Zone und ist im Norden und im Nordwesten von der ostalpinen Silvretta-Einheit überlagert. Ein nur wenige Meter mächtiger Horizont von kalkigen und dolomitischen Gesteinen, die von DAURER 1980 als subsilvrettide Schollenzonen, von OBERHAUSER 1980 als subsilvrettide Schürflinge bezeichnet wurden, trennen den Ophiolithkörper an seinem Nordrand von der Überschiebungsfläche der Silvretta-Einheit (DAURER 1977, 1980). An seinem Südrand liegt der Ophiolithkörper tektonisch auf mesozoischen Sedimenten der Arosa-Zone, deren wichtigste der Steinsberger Lias, der Idalp Sandstein (Callovien) und der Höllental-Flysch (Cenoman) sind (DAURER 1980, OBERHAUSER 1980). Der Ophiolithkörper selbst ist in zwei kartierungsmäßig unabhängige tektonische Einheiten gegliedert, die südliche Flimspitzdecke und die nördliche Bürkelkopfdecke. Beide Decken sind durch eine tektonische Schuppe, bestehend aus diaphoritischen Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten, den sogenannten Flimjochkeil (DAURER 1980) getrennt. Dieser sollte, der Kartierung von DAURER folgend, ein Teil der ostalpinen Silvretta-Einheit sein.

Der Ophiolith selbst stellt eine pseudostratigraphische Abfolge dar und besteht aus Ultrabasiten, einer plutonischen Folge, massiven Diabasen, Pillowlaven, Hyaloklastiten, Tuffen und kieseligen Sedimenten (Radiolaritschiefern). Die gesamte Abfolge ist in Abb. 1 in Form eines schematischen Säulenprofils dargestellt. Den tiefsten Teil bilden Serpentine mit einer Mächtigkeit von 60 bis 80 Metern, die in der Flimspitzdecke tektonisch den Sedimenten der Arosa-Zone, in der Bürkelkopfdecke den kristallinen Gesteinen des Flimjochkeils aufliegen. Die Serpentine enthalten kleinere Einschlüsse von Rodingiten, metasomatisch umgewandelte basische Gesteine, meist gabbroischer Natur. Eine tektonische Fuge trennt die Serpentine von den überlagernden isotropen Gabbros, welche von einzelnen Diabasgängen durchsetzt werden. Der vulkanische Abschnitt des Ophiolithes liegt wiederum tektonisch den Gabbros auf und beginnt mit Pillowlaven mit einzelnen Lagen von massiven Diabasen und Hyaloklastiten, die gegen das Hangende hin zunehmen. Die höchsten stratigraphischen Lagen werden von Tuffen mit radiolaritischen Schiefern gebildet. Der gesamte vulkanische Abschnitt hat eine Mächtigkeit von 250 bis 300 Metern und entspricht so den im Penninikum üblichen Mächtigkeiten ophiolithischer Abfolgen.

Die zwei oben erwähnten Einheiten des Ophiolithes, die Bürkelkopfdecke und die Flimspitzdecke zeigen dieselbe Tektonik; sie ist in Abb. 2 dargestellt. Das Liegende bildet die Serpentin-Gabbro-Folge mit einer maximalen Mächtigkeit von etwa 150 m, darüber liegt - tektonisch separiert - eine große, nach Norden überkippte Falte, deren innerster Kern aus einem geringmächtigen Serpentin-Gabbro-Körper gebildet wird, umhüllt von Pillowlaven und massiven Diabasen. Die Hyaloklastite, Tuffe und Radiolarite formen die äußeren Flanken dieser Falte.

***) Anschriften der Verfasser:** V.HÖCK, Institut f.Geowissenschaften, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg; F. KOLLER, Institut für Petrographie, Universität Wien, Dr. Karl-Lueger-Ring 1, A-1010 Wien; R. OBERHAUSER & G.FUCHS, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; F.UCIK, Landesmuseum für Kärnten, Museumgasse 2, A-9010 Klagenfurt

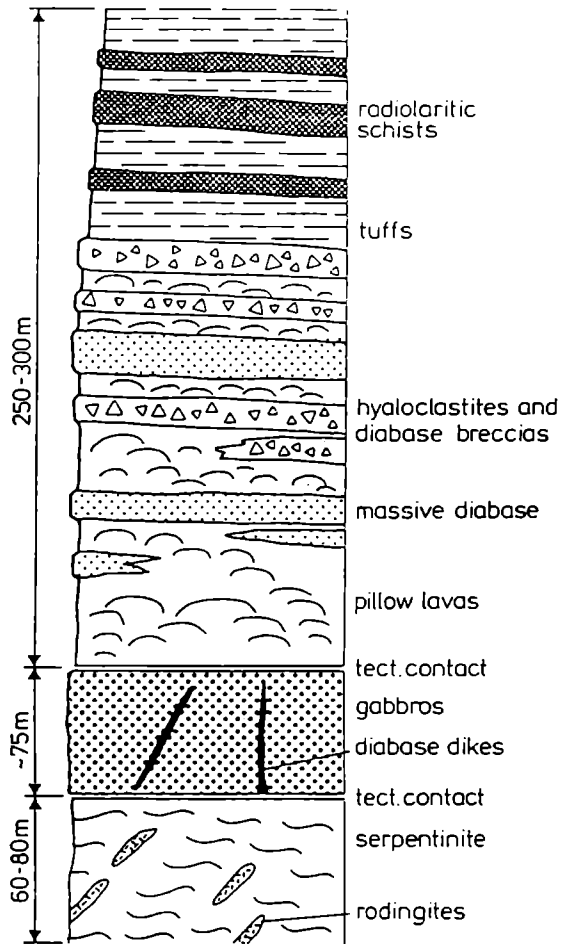


Abb. 1: Schematisches Säulenprofil durch den Idalp- Ophiolith.

Abb. E 1: V. HÖCK & F. KOLLER 1986

Abb. 3: Ti/100-Zr-Yx3 Diagramm nach PEARCE and CANN (1973). Alle analysierten Basalte, Hyaloklastite und Tuffe fallen sehr eng zusammen in das Feld B, das Feld der Ozeanbodenbasalte. Zum Vergleich ist der Verbreitungsbereich der Ophiolithbasalte aus den Hohen Tauern angegeben.

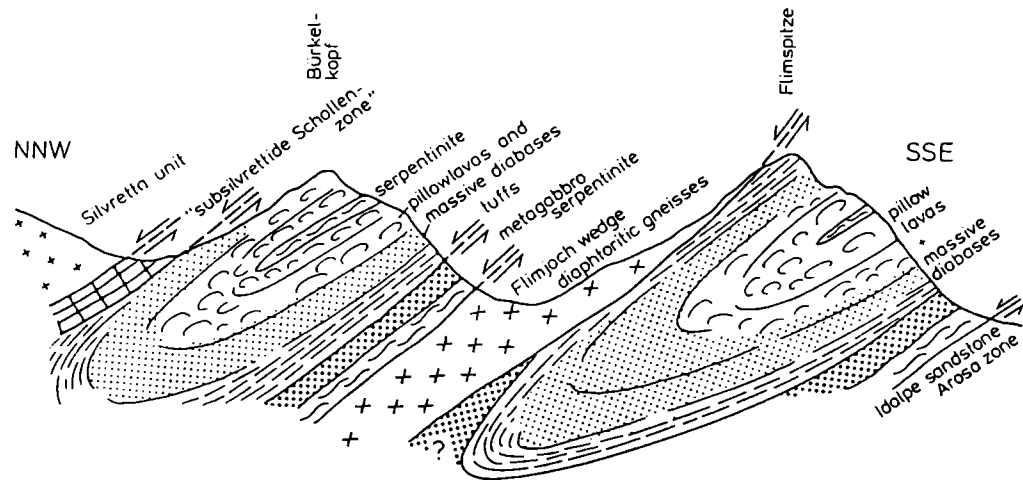


Abb. 2: Geologisches Profil zwischen Flimspitze und Bürkelkopf mit den beiden Decken, der Flimspitzdecke und der Bürkelkopfdecke nach DAURER 1980 (etwas schematisiert). Jede der beiden Einheiten bildet eine nach N überkippte Falte, die tektonisch von der unterliegenden plutonischen Folge getrennt ist. Zwischen beiden Einheiten liegt der Flimjochkeil.

Abb. E 2: V. HÖCK & F. KOLLER 1986

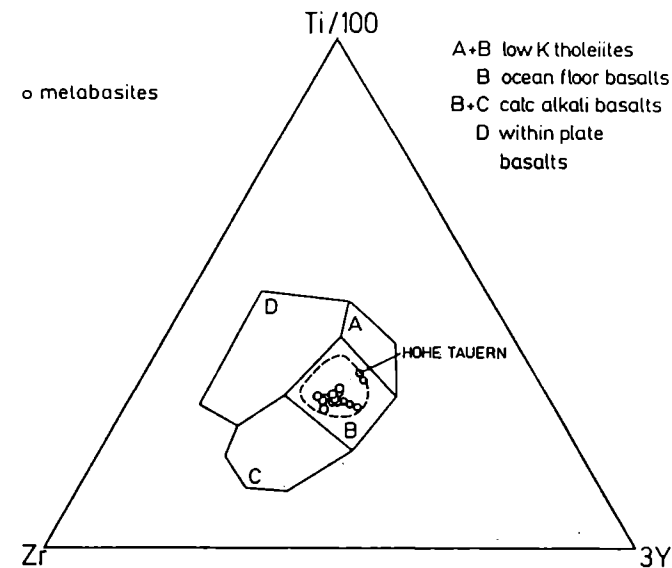


Abb. E 3: V. HÖCK & F. KOLLER 1986

Sowohl in seiner Abfolge als auch strukturell entspricht der Idalp-Ophiolith vielen Ophiolithkörpern der Alpen, die oft nur wenige Kilometer seitliche Ausdehnung erreichen. Sie sind meist nur wenige 100 Meter mächtig, tektonisch stark deformiert und manchmal in Teilkörper zerglitten. Üblicherweise ist auch die ultramafische bis mafische Abfolge geringmächtig, Gangkomplexe im Sinne der "sheeted dikes" fehlen. Die Metamorphose der alpinen Ophiolithe ist sehr variabel und reicht von niedriggradiger Metamorphose über die Amphibolitfazies bis hin zu eklogitischen Ophiolithkörpern. Der Idalp Ophiolith selbst ist nur niedriggradig metamorph überprägt mit Epidot/Klinozoisit, Pumpellyit, Albit und Aktinolit als charakteristischen Mineralen. Magmatische Minerale und vor allem magmatische Texturen sind weit verbreitet.

Geochemisch sind die Metabasalte und Metatuffe Produkte tholeiitischer Magmen mit normativem Hypersthen und geringen bis mittleren Gehalten an Alkalien. Sie ähneln den typischen abyssalen Tholeiiten bzw. Ozeanbodenbasalten. Dementsprechend liegen auch die Ti-Gehalte sowie die Konzentration verschiedener Spurenelemente (Zr, Y, V, Cr, Nb) im Bereich typischer Ozeanbodenbasalte. Nur in einigen Fällen konnten höhere Spurenelementgehalte sowie Ti-Gehalte nachgewiesen werden. Das Dreieck-Diagramm Ti/Zr/Y nach PEARCE and CANN, 1973 (Abb. 3) zeigt, daß die Idalp-Metabasalte ohne Ausnahme in das Feld der Ozeanbodenbasalte fallen und auch im Hinblick auf ihre Spurenelementzusammensetzung den Prasiniten der Hohen Tauern (HÖCK 1983) vergleichbar sind. Dasselbe gilt auch für die ophiolithischen Gesteine des Rechnitzer Fensters (Koller 1985). Diesen Zusammensetzungen entsprechend können die Pillowlaven und massiven Diabase des Idalp-Ophioliths am besten durch partielles Aufschmelzen (etwa 10 bis 15 %) eines verarmten subozeanischen Mantels mit nachfolgender Kristallfraktionierung, die zur Ausbildung typischer Ozeanbodenbasalte führt, erklärt werden. Die magmatische Differentiation scheint in wenigen Fällen, speziell in den Tuffen, weiterzugehen und Magmen zu bilden, die gegenüber den reinen Ozeanbodenbasalten an Ti, Zr und Y angereichert sind.

Exkursionsroute Bergstation Idalpe - Zollhaus 2590 m, W Bürkelkopf - Flimjoch - Westflanke der Flimspitze - Äußeres Viderjoch:

Profil Zollhütte 2590 m, W Bürkelkopf: Entlang der Liftrasse unterhalb der Zollhütte sind die Serpentinite und die Gabbros in ihrer besten Ausbildung aufgeschlossen.

Der Serpentin besteht im wesentlichen aus Chrysotil und Lizardit mit den typischen Maschentexturen. Die ursprünglichen Minerale Olivin, Klinopyroxen und Orthopyroxen sind zum Großteil in Serpentin umgewandelt, lediglich einige wenige Klinopyroxenrelikte sind erhalten. Die unterschiedliche Textur der Serpentinminerale in den Formrelikten sowie die Pigmentierung mit feinsten Erzmineralen in Olivin-Pseudomorphosen erlaubt es, die ursprüngliche Zusammensetzung der Ultrabasite abzuschätzen. Demnach dürften sie aus 68 bis 74 % Olivin, 25 bis 30 % Pyroxen, vorwiegend Orthopyroxen, und 1 bis 2 % oxidischem Erz bestanden haben. Diese Zusammensetzung entspricht einem Harzburgit, was auch durch die Geochemie bestätigt wird.

Über den Ultrabasiten liegt ein mehrere Zehnermeter mächtiger Gabbrokörper, der ursprünglich aus Klinopyroxen und Plagioklas bestanden hat. Die Korngröße variiert von 5 mm bis 10 cm in pegmatitischen Bereichen. Der Klinopyroxen ist teilweise erhalten, in stärker deformierten Partien zu Amphibol umgewandelt. Der ehemalige Plagioklas ist nur mehr als Formrelikt vorhanden und heute weitgehend in ein feinstkörniges Gemenge von Epidot/Klinozoisit, Pumpellyit und Albit zerfallen. Der Gabbrokörper selbst wird von einigen feinkörnigen Diabasgängen durchschlagen.

Über den Gabbros folgen - von diesen durch eine Störung getrennt - eine Serie von Tuffen und Tuffiten, in denen einige nur wenige dm mächtige Radiolaritschiefer liegen. Daneben finden sich auch Hyaloklastite. Diese Folge entspricht dem stratigraphisch höchsten Teil des Ophiolithes. Tektonisch gesehen handelt es sich um den liegenden Flügel der nach N überkippten Falte der Bürkelkopfdecke.

Weg von der Zollhütte zum Flimjoch: Die Exkursionsroute quert oberhalb des anstehenden Gabbros große Blöcke des Bergsturzmaterials aus der Südwestflanke des Bürkelkopfes. In diesen Blöcken sind Pillowlaven in bester Erhaltung zu finden.

Ebenso wie Gabbros sind die Basalte umgewandelt, auch wenn noch magmatische Relikte wie Pyroxene oder Formrelikte von Plagioklas mit ophitischen bzw. intersertalen Texturen sowie Fließgefüge vorhanden sind. Ehemalige glasige Ränder und Bruchstücke sind weitgehend durch dunkelgrünen Chlorit ersetzt. Die metamorphe Mineralparagenese besteht aus Albit, Epidot/Klinozoisit, Calcit, Pumpellyit und Aktinolit mit geringen Beimengungen von Quarz, Hämatit und Titanit. Geochemisch entsprechen die Pillowlaven typischen Ozeanbodenbasalten, wie sie in den penninischen Bereichen der Ostalpen weit verbreitet sind.

Flimjoch: Auf der nördlichen Seite des Flimjoches finden sich im wesentlichen Blöcke von Pillowlaven, z.T. massiven Diabasen, aber auch Rollstücke von Serpentin, der aus dem Faltenkern der Bürkelkopfdecke stammt. Der südlich des Flimjoches gelegene Grat zur Flimspitze wird von diaphoritischen Glimmerschiefern und Gneisen des Flimjochkeiles aufgebaut.

Westflanke der Flimspitze - Äußeres Viderjoch: Der weitere Weg führt vom Flimjoch an der Westflanke der Flimspitze vorbei, an der Blöcke von Pillow-Laven, massive Diabase, Hyaloklastite und Tuffe liegen, zum Äußeren Viderjoch südlich der Flimspitze. Hier ist ein Profil aufgeschlossen, das von den Serpentiniten über Gabbros bis zu Pillowbasalten, Hyaloklastiten und Tuffen reicht. Dieses Profil ist ein Teil der Flimspitzdecke. Besser als in der Bürkelkopfdecke sind in den Serpentiniten Rodingite aufgeschlossen, metasomatisch umgewandelte Gabbrokörper, die heute im wesentlichen aus Hydrogrossular, Vesuvian und Chlorit neben reliktischem Klinopyroxen bestehen. Die Petrographie der übrigen Gesteine entspricht weitgehend den Magmatiten in der Bürkelkopfdecke.

Zur Bergwanderung "Sedimente" im Bereich Lange Wand - Greitspitz - Alptrieder Eck erläutert R. OBERHAUSER

Auch ein Besuch der z.T. fossilreichen Steinsberger Lias Abfolgen etc. im Bereich der Idalpe sollte nicht ohne Kontaktnahme mit den Fensterrahmengesteinen erfolgen, welche westlich der Vellilscharte auf 2470 m von Norden herüberqueren! Dazu steigen wir auf den Aufschlußstraßen in Richtung Paradatschgrat auf und kontaktieren im Südhang Pseudotachylith-führendes Silvretta-Kristallin sowie jene unterlagernden "subsilvrettiden" Kalk- und Dolomitschollen, welchen sich auch arkosige Glimmersandsteine, vermutlich permoskythischen Alters zugesellen können.

Die nächste, bei klarem Wetter sichtbare Aufschlußgruppe subsilvrettider Schollen befindet sich unter den Kristallinschrofen des Grates Bidmerscharte - Gemsblaispitze (Paraid Naira) im Hang zum Fimbertal.

Anschließend queren wir etwa 150 m absteigend hinüber zur Aufschlußgruppe des Schmalzköpfli, welche dem höheren Teil der Langen Wand vorgelagert ist: links von 2350 - 2550 m ansteigend schrofig-felsig, rechts grasbewachsen und begehbar zahlreiche Einzelschollen, die im wesentlichen aus einer Altkristallinbasis mit auflagerndem sandigen Keuper, Steinsberger Lias, Posidonien-schiefern und Idalpsandstein bestehen, verpackt in eine kaum aufgeschlossene Matrix aus Bündner Schiefern, d.h. mehr

oder weniger metamorphem Flysch (zur Erhellung der Altersproblematik vgl. R. OBERHAUSER 1983, S. 73, Alttertiär wurde nur im hinteren Fimbertal nachgewiesen). Weit verbreiteter Gips stammt primär aus dem Keuper, für den sonst rötliche und grünliche Tonschiefer, helle Quarzite, gelblich-rötliche (z.T. "blonde") Dolomitbänke aber auch karbonatführende Sandsteine typisch sind.

Zuerst besuchen wir einen ersten, kleinen Felsaufschluß auf 2360 m, gleich westlich des die Talung zwischen Schmalzköpfli und Langer Wand entwässernden Baches, der über einer Glimmerschieferbasis Keupersandsteine zeigt.

Dann umqueren wir den Schmalzköpflikomplex längs seiner Schutthalden nach Osten. Das Schmalzköpfli besteht aus 3 durch NNW laufende Brüche zerhackte Schuppen mit aufrechter Schichtfolge, wobei der Steinsberger Lias, wie üblich, in seiner Basis und im Dach mit dunklen Tonmergeln wechselt und bräunlich verwitternd, Fossilien führt (Ammoniten, Belemniten und Bivalven). Sein massiger, weiß verwitternder mittlerer Anteil besteht aus weißlichem Echinodermenschuttkalk rasch wechselnder Mächtigkeit.

Im weiteren Anstieg östlich des Schmalzköpfli finden wir dann auf dem Gesimse über dem Felsabsturz schwarze Tonschiefer mit plattgedrückten Harpoceratiden und Muschelabdrücken etc.: die Posidonienschiefer.

Nach einer Kalkbank beginnt dann die hellglimmerreiche Idalpsandsteinfolge (loc.class.) von etwa 2510 bis 2535 m südfallend den Grat hinauf. Wiederholt fanden sich hier Belemniten und in einem Sandsteinblock ein Dogger belegender Ammoniten-Abdruck. Von diesem Block ergab soeben eine Schwermineralanalyse durch R. SAUER 24 % Zirkon, 16 % Rutil, 1 % Anatas, Brookit, 29 % Turmalin, 11 % Apatit sowie 19 % Chromspinell. Diese sehr hellglimmerreiche Folge mit schwärzlichen, glimmerigen Tonschiefern und z.T. Gradierung zeigenden Sandsteinen führt Lebensspuren und zwar nach Untersuchungen von W. RESCH (im Bereich Bataner-Paulinwies: R. OBERHAUSER 1984, S. 250) Chondrites und andere unbestimmte Ichnofossilien, die mehr

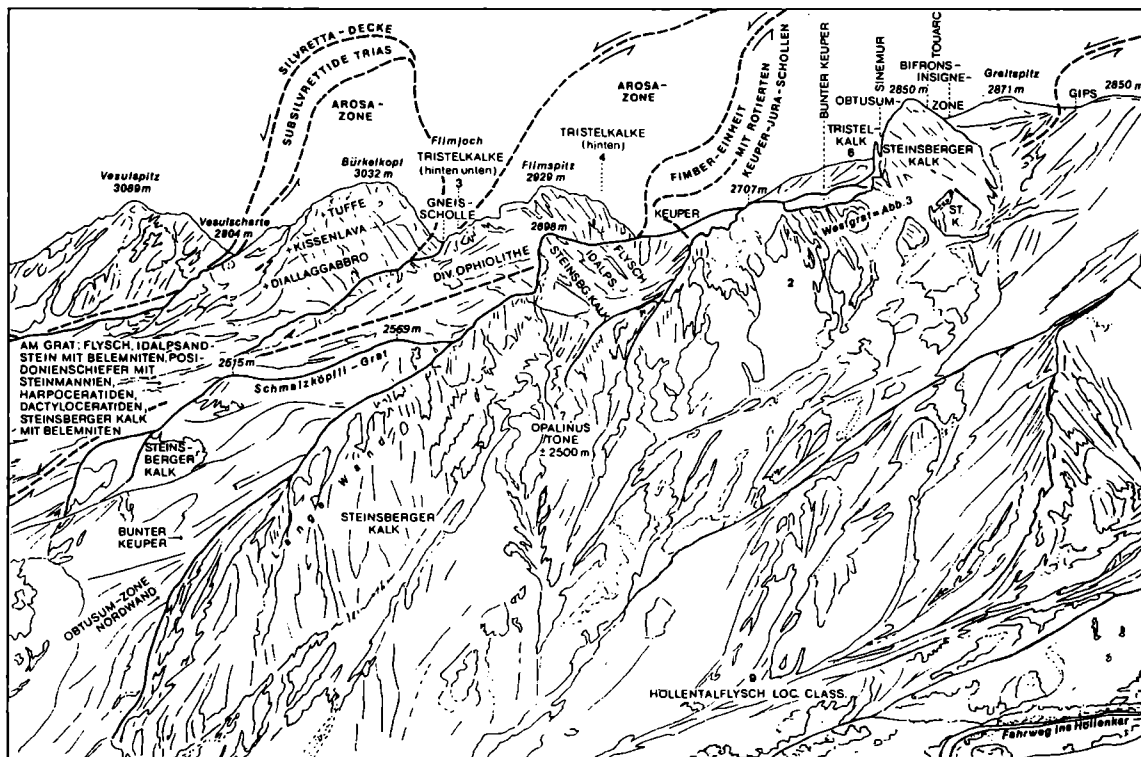


Abb. 2: Grenzkamm Idalp-Samnaun im Blick von Westen mit Fossilfundpunkten (2,3,4,6,9 = Mikrofossilfundpunkte).

Abb. E 4: Aus R. OBERHAUSER 1983, S. 75

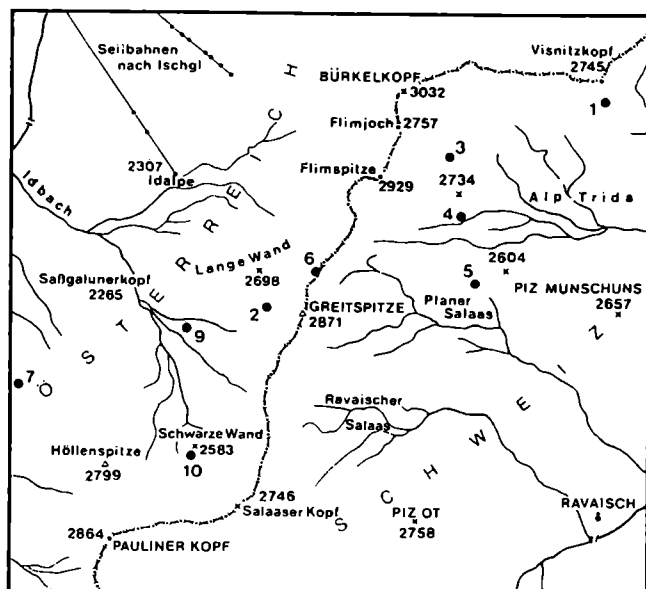


Abb. 1: Mikrofossilfunde im Gebiet der Wasserscheide Idalp-Samnaun.

1: Tithon-Berrias; 2: Gault? mit aufgearbeitetem Tithon-Berrias; 3-7: Mittlere Unterkreide in Tristelkalkfazies; 9,10: Höhere Oberkreide im Höllentalflysch.

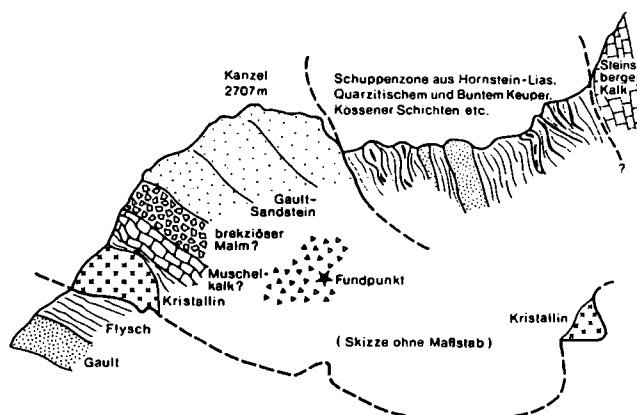


Abb. 3: Greitspitz-Westgrat von 2700–2800 m (Ausschnitt aus Abb. 2, Mikrofossilfundpunkt 2).

Abb. E 5: Aus R. OBERHAUSER 1983, S. 74, 76

an Molasse als an Flysch erinnern, jedoch auch sehr große Zoophycos-Abdrücke. Er hält den Ablagerungsraum für etwas weniger tief als jenen der Rhenodanubischen Flyschzone in Vorarlberg jedoch für eindeutig tiefer als jenen der Unteren Meeresmolasse.

Nach 2530 m folgen tonige Bündner Schiefer unbestimmten Alters und ab etwa 2540 m im Bach, der vom Ostende der Langen Wand herunterkommt, bunte Keupertone.

Dann wendet sich die Aufmerksamkeit der Langen Wand und ihrer z.T. fossilreichen Schutthalde zu, wobei Ammoniten des Sinemur auch in den steil stehenden Basisbänken sichtbar sind. Wir umsteigen den nach Osten auskeilenden Liasfelsen über seine Flyschverpackung bzw. Schutt und treffen oben in der Scharte auf 2680 m am Grenzgrat zum Höllental wieder auf die auflagernde Idalpsandsteinfolge mit rasch nachfolgendem Flysch, der vermutlich dem oberkretazischen Höllentalflysch zuzuordnen ist (vgl. Abb.) und ab etwa 2720 m, auf eine gesteinsmäßig rasch wechselnde Keuperabfolge, die im weiteren Anstieg vom Greitspitz-Lias-Blockwerk überlagert wird.

Von hier können wir nun auf einem Querweg durch Flysche zur Liftbergstation am Äußeren Viderjoch wandern (Kote 2738), wo ihre Feinbrekzien führenden Anteile mit den Ophiolithen in Kontakt treten oder, nach Westen umwandernd, die Greitspitz besteigen, wobei wir den Greitspitz-Westgrat (R. OBERHAUSER 1983, S. 76) besuchen mit guten Aufschlüssen in Gaultsandsteinen aber auch mit älterem Mesozoikum mit einer Altkristallinbasislamelle, wie in der Abbildung dargestellt.

Am gespaltenen Fels vorbei, hinten zum Greitspitz-Vorgipfel aufsteigend (durch Schuppenzonen mit Gips etc.) treffen wir dort über Posidonienschiefern auf mergelige glimmerführende Knollenkalklinsen mit Nautiliden und Ammoniten des Übergangsbereichs zum Dogger (*Hammatoceeras insigne!*), wobei die einsetzende

Glimmerlieferung eine allgemeine paläogeographische Umstellung signalisiert.

Nach Norden den Weg am Grat hinunter zum Joch beachte man Tristelkalkschollen mit sichtbaren Orbitoliniden (u.a. beim Grenzstein Nr. 25 auf ca. 2780 m) etc.

Über eine Wanderung vom Äußeren Viderjoch (Kote 2738 m) zum Alptrieder Eck berichtet R. OBERHAUSER:

Hier gilt unsere Aufmerksamkeit zunächst der an die Flimspitz (2928 m) mit ihren Ophiolithen nach Osten anschließenden Flimschulter! Diese wird nach Süden, Osten und Norden in etwa 2650 - 2550 m Höhe von einer Tristelkalke führenden Unterkreide-Flyschfolge unterfaßt, auf welcher die toniger werdenden oberkretazischen (oder jüngeren) Flysche der Flimschulter stratigraphisch aufliegen. Letztere liegen dann der Ophiolithfolge der Flimspitz an, ob in inversem oder normalem Kontakt, ob normal stratigraphisch oder tektonisch bleibt dabei offen!

Bei Fehlen von *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) ermutigt das Auftreten von *Orbitolinopsis*, *Dictyoconus*, *Palaeodictyoconus* und involuten Choffatellen eine Einordnung der Tristelkalke ins Barreme. Daneben finden sich häufig *Trocholina* und Milioliden, aber auch Echinodermenreste und eher selten Kalkalgen wie *Salpingoporella* (R. OBERHAUSER 1983, Tafel 2). Sturzblöcke ca. 350 m südlich Kote 2734 m am Hang auf etwa 2580 m überm Bach nördlich des Weges vom Viderjoch zur Alpe Trida können aufgesucht werden. Es ist möglich, daß sich diese Tristelkalke mit den vorher vom Greitspitznordgrat erwähnten Vorkommen unter dem Schutt verbinden. Ansonsten finden sich in den West-Ost laufenden Gräben u.a. auch bunte Keupertonschiefer.

Auf dem nach Süden anschließenden Rücken zeigen sich u.a. stärker quarzsandig-tonige Bündner Schiefer (=+ metamorphe Flysche). Sie enthalten namentlich gegen das Alptrieder Eck hin, vielfach gröbere Feinbrekzien, die Mikrofossilfunde erwarten lassen.

Bei der Liftüberquerung sind Quarzite eingelagert (Keuper oder Verrukano?). Im Blick nach Südosten oben am Graz von der Kote 2588 (Steinsberger Lias) über den Mullersattel mit Keupertonen (2546 m) zum Visnitzkopf (2744 m) auf 2640 m nahe der Kristallinüberschiebung liegt ein Calpionellen-führender Fundpunkt, der Tithon-Neokom Flysche anzeigt (vgl. R. OBERHAUSER 1983, S. 75).

Weiter auf dem Grat zum Alptrieder Eck wandernd, nähern wir uns dem stratigraphischen Kontakt der quarzsandig-tonigen Flysche zum unterlagernden Tristelkalk. Diesen zeigt ein frischer Bergsturzanriß nördlich des Weges, der vom Trider Sattel nach Westen zum Hüttenboden verläuft. Wir können ihn von oben absteigend aufsuchen. Die Orbitoliniden führenden z.T. verkarsteten Tristelkalke sind hier kaum metamorph: ganz im Gegensatz zum unmittelbar aufliegenden tonig-quarzsandigen Flysch, in dem eine Foraminiferenerhaltung kaum möglich ist. Daher wissen wir nicht, ob nur oberkretazischer Höllentalflysch oder ein Tertiärflysch transgrediert. Gaultsandsteine kamen nie zur Ablagerung oder wurden erodiert.

Am Trider Sattel Gips mit grauen, grünen und roten Tönen und Dolomitlinsen (am Fahrweg unten). Die Kote 2325 besteht aus Ophiolithen, denen in Richtung Piz Munschuns wieder Gips nachfolgt. Hier im Bereich der Bergstation der Seilbahn befinden wir uns in der Zone von Ramosch. Die enge Vermischung von Gips mit möglicherweise Flyschen des Eozäns könnte durch einen die Subduktionsvorgänge begleitenden Diapirismus erklärt werden?

Die Zone von Ramosch wird unterlagert von der von monotonen, grauen Rozschiefern dominierten Zone von Roz-Champatsch-Pezid, deren Abstürze die Seilbahn überquert, bzw. welche man in Durchstiegen längs der Bäche abwärts ohne große Probleme besichtigen kann. Im Bereich des Che d'Mot wieder eine Trias-Einschuppung mit Gips, welche die Rozschiefer von der Pfundser Zone des Fensterinnersten trennt.

**Zur allgemeinen Übersicht und als eine Information für eine Schlechtwetter-Ersatz-
exkursion berichtet F.H. UCIK zur Geologie des österreichischen NE-Teiles des
Unterengadiner Fensters.**

1. Einleitung:

Die auffällige, ringsum von kristallinen Gesteinen umgebene Insel der Bündnerschiefer im oberen Inntal mit ihren eigentümlichen Landschaftsformen ist schon sehr früh den die Alpen durchstreifenden Geognosten aufgefallen; und bereits die 1852 erschienene Geognostische Karte Tirols des Geognostisch-Montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg zeigt die Grenzen zwischen dem Schiefergebiet und dem umgebenden Ötztal- und Silvrettakristallin mit erstaunlicher Genauigkeit.

Ein erster Höhepunkt der verschiedenen in den nächsten Jahren durchgeführten Arbeiten war zweifellos die systematische Kartierung durch Wilhelm HAMMER von 1907 bis 1914, deren Ergebnisse vor allem in den beiden Spezialkarten 1:75.000 Blatt Landeck und Blatt Nauders (beide mit Erläuterungen) sowie in einem monografischen Aufsatz, erschienen 1914 im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, niedergelegt wurden; dem Aufsatz liegen zwei Ausschnitte aus der Originalaufnahme im Maßstab 1:25.000 bei. Man muß im Gelände immer wieder bewundernd und anerkennend feststellen, welche Summe an petrografischen Details HAMMER in dem z.T. sehr schwer begeharen Gelände schon festgehalten hat. In tektonischer Hinsicht konnte sich HAMMER allerdings noch nicht zur Anerkennung des modernen Deckenbaues der Alpen entschließen, obwohl P. TERMIER nach verschiedenen Vorarbeiten anderer schon 1903 das Gebiet der Bündnerschiefer im oberen Inntal zwischen Prutz und Ardez/CH als penninisches Fenster innerhalb des Ostalpinen Altkristallins voll erkannt hat. Dadurch war HAMMER verständlicherweise auch keine echte tektonische Gliederung des Fensterinhaltes möglich. Während im südwestlichen Schweizer Anteil des Fensters die moderne geologische Kartierung in den folgenden Jahren weiter vorangetrieben wurde (verbunden vor allem mit dem Namen J. CADISCH), erfolgte im österreichischen Anteil in dieser Zeit keine wesentliche Neubearbeitung.

Erst ab 1950 führten W. MEDWENITSCH (W des Inn) und G. MÜLLER (E des Inn) im Norden des österreichischen Fensteranteils neuere Kartierungen durch, wobei MÜLLER bei der Bearbeitung der Schieferserien praktisch keine Fortschritte erzielte. MEDWENITSCH führte in seinem Arbeitsgebiet erstmalig eine tektonische Gliederung des Fensterinhaltes unter dem Gesichtspunkt des Deckenbaues durch. In der Detailkartierung wie in der lithologischen Gliederung der Serien allerdings waren die Fortschritte gegenüber HAMMER nicht allzu groß, was sicherlich ganz wesentlich durch den verwendeten Kartierungsmaßstab (1:25.000) bedingt war. Von 1962 - 64 haben schließlich G. ORTNER, I. THUM und der Verfasser im Rahmen ihrer Dissertationen den Bereich zwischen der Staatsgrenze im SW und den Arbeitsgebieten von MEDWENITSCH und MÜLLER im NE im Maßstab 1:10.000 aufgenommen. Der wesentlich größere Kartierungsmaßstab, Detailprofile 1:2.000 bis 1:500 sowie die Auswertung mehrerer hundert petrografischer Schliffe aus den Schieferserien erbrachten nicht nur viele neue Details im Kartenbild, sondern auch bei der Gliederung der einzelnen Serien und Einheiten sowie eine verlässliche Charakterisierung zahlreicher Gesteinstypen im Schliffbild. Die tektonische wie auch die Seriengliederung übernahmen wir grundsätzlich von MEDWENITSCH. Seit 1977 werden nun von mir in kleinen Einzelschritten und leider auch mit Unterbrechungen die ehemaligen Arbeitsgebiete von MEDWENITSCH und MÜLLER im Maßstab 1:10.000 neu aufgenommen. Diese Arbeiten sind nun zwar schon weit fortgeschritten, aber noch nicht abgeschlossen, ebenso fehlen noch einige Vergleichsbegehungen in den ehemaligen Dissertationsgebieten meiner ehemaligen Studienkollegen sowie vor allem auch im Schweizer Fensteranteil. Da schließlich auch die petrografische bzw. mikroskopische

Auswertung der aufgesammelten Proben größtenteils noch fehlt, kann und will der vorliegende Beitrag keinen Anspruch auf Vollständigkeit und Endgültigkeit erheben, er gibt vielmehr den gegenwärtigen Stand meiner Kartierung und meines Wissens, begründet in einem ganz wesentlichen Ausmaß auf dem Geländebefund, wieder. Großräumige theoretische Überlegungen werden i.a. noch vermieden, auf andere, von meiner Ansicht abweichende Auffassungen von Kollegen wird jedoch fallweise hingewiesen. Ganz ähnlich gibt die beiliegende geologisch-tektonische Übersicht den gegenwärtigen Stand meiner Kenntnisse und Auffassung wieder; die Karte wird aber voraussichtlich auch nach Abschluß meiner Arbeiten keine wirklich großen Veränderungen mehr erfahren, allerdings Umdeutungen einzelner Gesteinszonen.

2. Die Schichtfolgen:

Die Beschreibung der wichtigsten Gesteine des Fensterinhaltes soll getrennt nach den tieferen penninischen einerseits und den höheren, randlichen, bisher dem Unterostalpin zugerechneten Einheiten andererseits erfolgen sowie von den jeweils vermutlich älteren zu den jüngeren Schichten.

2.1. Penninische Schichtfolge: Ein von violetten und grünen Phylliten bis Quarzphylliten begleiteter heller, grünlicher oder rötlicher Quarzit, der eine Gesamtmächtigkeit von maximal ca. 5 m besitzt. Wegen seiner Ähnlichkeit mit dem Ladiser Quarzit wird auch für diesen Quarzit, der nur an der Basis der höheren penninischen Randschuppe im W-Flügel der Fensterantiklinale abschnittsweise vorhanden ist, ein permo-skythisches Alter angenommen.

Triaskalke und -dolomit: Ebenfalls nur an der Basis der höheren penninischen Schuppe finden sich in einzelnen kleineren und größeren Schollen verschiedene Kalke, Dolomite und tonige Schiefer; das vollständigste Profil durch diese als Basis der höheren → Pezidserie gedeutete rudimentäre Trias findet sich beim P. 2749 S Frudigerkopf; hier fand Thum in einem dunklen, schwach kalkigen Dolomit in einzelnen Lagen Foraminiferen der Arten *Archæodiscus*, *Permodiscus* sowie *Glomospira*-artige Formen (Bestimmung R. OBERHAUSER) sowie *Glomospirella friedli* (Best. E. KRISTAN-TOLLMANN), was insgesamt für Ober-Trias spricht.

Graue Bündnerschiefer (=Gr. B. Sch.): Die Hauptmasse der Schiefer im UEF stellen die sogenannten grauen Bündnerschiefer, die in der Pezidserie 100 - 300 m, in der zentralen Fensterantiklinale aber 2.000 - 3.000 m mächtig sind, wobei Verschupungen und Schichtwiederholungen durchaus denkbar sind. Diese gr. B. sch. sind tonig-quarzitisch-kalkige Schiefer von durchschnittlich grauer bis dunkler Färbung, im Detail verhältnismäßig abwechslungsreich, in ihrer Gesamtheit aber von bedrückender Monotonie. Es gibt aber doch innerhalb der gr.B.sch., vor allem in der zentralen Aufwölbung, einige Gesteinstypen als Einlagerungen, die sich von der Masse der grauen B.sch. so deutlich abheben und auch petrografisch charakterisieren lassen, daß sie auch kartenmäßig ausgeschieden und im Streichen z.T. über längere Strecken verfolgt werden können. Die im Kern der Fensterantiklinale bereits relativ hohen Druck- und Temperaturverhältnisse haben verbreitet zu einer Hellglimmersprossung in den Schiefen geführt ("Kalkglimmerschiefer"). Als weitere Einlagerungen sind zu nennen: Quarz-Karbonatmikrobreccien, quarzreiche Breccien, "Tüpfelschiefer", besondere quarzreiche B.Sch. (Quarzite) und Lagen, die besonders reich an Tonschiefern bzw. Phylliten sind. Ob diese Sonderausbildungen einem einzigen oder mehreren stratigrafischen Horizonten angehören, ist nicht bekannt. Ophiolithlagen und -linsen von sehr unterschiedlicher Ausdehnung und Mächtigkeit treten in verschiedenen Niveaus auf, das größte Vorkommen befindet sich knapp jenseits der Grenze am Piz Mundin/CH.

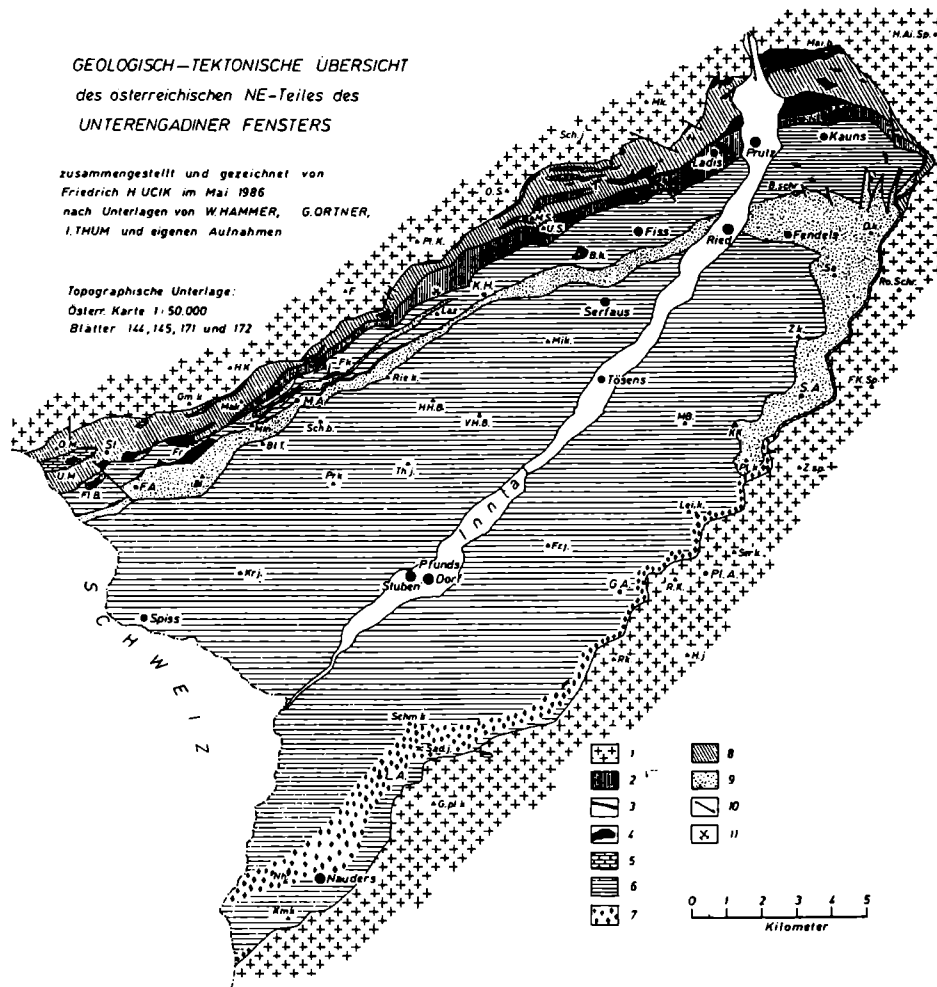


Abb. E 6: F. H. UCIK 1986

Auf der SE-Seite des Fensters treten in den hangenden Anteilen der gr.B.sch. in charakteristischer Vergesellschaftung **Quarzite** (mit deutlich erkennbaren Quarzgeröllern → Qu. mikrobrecien), **Mikrobrecien** mit Quarz, Karbonatgesteinen sowie organischen Resten (Krinoidenstielglieder, Seeigelstachel, Foraminiferen, Algenreste) als Detritus sowie kalkfreie, schwarze, graue bis grünlichgraue, glatte bis feinrunzelige **Tonschiefer bis Phyllite** in auffälliger Anhäufung und z.T. mehrere cm dicken Lagen auf. Diese Gesteine bilden **keinen** selbständigen Komplex, sondern sind als meist schon auf Entfernung auffallende, weil relativ massige, plattige Gesteinslagen in die "normalen" gr.B.sch. eingeschaltet, mit diesen mehr- und vielfach wechselagernd, manchmal auch im cm-Bereich, sodaß ich mir eine generelle tektonische Abtrennung von den gr.B.sch. nicht vorstellen kann; lokale, auch mehrfache Verschuppungen sind zweifellos möglich und sogar wahrscheinlich. Auch W. FRISCH (1982) hält diese Sadererjochserie (wie THUM und ich diese auffallende Gesteinsvergesellschaftung nannten) für einen Teil der zentralen B.sch.-Masse. Die Gesteine der Sadererjochserie bilden also keinen selbständigen, geschlossenen Horizont, sondern treten innerhalb der gr.B.sch. in einer Zone von wechselnder Breite auf, im NE des Fensters unmittelbar im Liegenden des Überschiebungsrandes, gegen SW hin immer mehr sich von diesem entfernend; W Nauders sind zwei Zonen der Sadererjochserie vorhanden: eine nördliche, die quer über die Norberthöhe gegen SW zieht, und eine südliche unmittelbar am Fensterrand, die gegen SW ihre Fortsetzung in jene völlig gleichartigen Gesteine bei Raschvella findet, in welchen G. TORRICELLI vor 30 Jahren in einer Krinoidenmikrobrecie sein so wichtiger Fund von *Orbitoides media* D'ARCH gelang, womit ein Campan-Maastricht-Alter belegt werden konnte.

Auswertung der aufgesammelten Proben größtenteils noch fehlt, kann und will der vorliegende Beitrag keinen Anspruch auf Vollständigkeit und Endgültigkeit erheben, er gibt vielmehr den gegenwärtigen Stand meiner Kartierung und meines Wissens, begründet in einem ganz wesentlichen Ausmaß auf dem Geländebefund, wieder. Großräumige theoretische Überlegungen werden i.a. noch vermieden, auf andere, von meiner Ansicht abweichende Auffassungen von Kollegen wird jedoch fallweise hingewiesen. Ganz ähnlich gibt die beiliegende geologisch-tektonische Übersicht den gegenwärtigen Stand meiner Kenntnisse und Auffassung wieder; die Karte wird aber voraussichtlich auch nach Abschluß meiner Arbeiten keine wirklich großen Veränderungen mehr erfahren, allerdings Umdeutungen einzelner Gesteinszonen.

2. Die Schichtfolgen:

Die Beschreibung der wichtigsten Gesteine des Fensterinhaltes soll getrennt nach den tieferen penninischen einerseits und den höheren, randlichen, bisher dem Unterostalpin zugerechneten Einheiten andererseits erfolgen sowie von den jeweils vermutlich älteren zu den jüngeren Schichten.

2.1. Penninische Schichtfolge: Ein von violetten und grünen Phylliten bis Quarzphylliten begleiteter heller, grünlicher oder rötlicher Quarzit, der eine Gesamtmächtigkeit von maximal ca. 5 m besitzt. Wegen seiner Ähnlichkeit mit dem Ladiser Quarzit wird auch für diesen Quarzit, der nur an der Basis der höheren penninischen Randschuppe im W-Flügel der Fensterantiklinale abschnittsweise vorhanden ist, ein permo-skythisches Alter angenommen.

Triaskalke und -dolomit: Ebenfalls nur an der Basis der höheren penninischen Schuppe finden sich in einzelnen kleineren und größeren Schollen verschiedene Kalke, Dolomite und tonige Schiefer; das vollständigste Profil durch diese als Basis der höheren → Pezidserie gedeutete rudimentäre Trias findet sich beim P. 2749 S Frudigerkopf; hier fand Thum in einem dunklen, schwach kalkigen Dolomit in einzelnen Lagen Foraminiferen der Arten *Archæodiscus*, *Permodiscus* sowie *Glomospira*-artige Formen (Bestimmung R. OBERHAUSER) sowie *Glomospirella friedli* (Best. E. KRISTAN-TOLLMANN), was insgesamt für Ober-Trias spricht.

Graue Bündnerschiefer (=Gr. B. Sch.): Die Hauptmasse der Schiefer im UEF stellen die sogenannten grauen Bündnerschiefer, die in der Pezidserie 100 - 300 m, in der zentralen Fensterantiklinale aber 2.000 - 3.000 m mächtig sind, wobei Verschupungen und Schichtwiederholungen durchaus denkbar sind. Diese gr. B. sch. sind tonig-quarzitisch-kalkige Schiefer von durchschnittlich grauer bis dunkler Färbung, im Detail verhältnismäßig abwechslungsreich, in ihrer Gesamtheit aber von bedrückender Monotonie. Es gibt aber doch innerhalb der gr.B.sch., vor allem in der zentralen Aufwölbung, einige Gesteinstypen als Einlagerungen, die sich von der Masse der grauen B.sch. so deutlich abheben und auch petrografisch charakterisieren lassen, daß sie auch kartenmäßig ausgeschieden und im Streichen z.T. über längere Strecken verfolgt werden können. Die im Kern der Fensterantiklinale bereits relativ hohen Druck- und Temperaturverhältnisse haben verbreitet zu einer Hellglimmersprossung in den Schiefen geführt ("Kalkglimmerschiefer"). Als weitere Einlagerungen sind zu nennen: Quarz-Karbonatmikrobreccien, quarzreiche Breccien, "Tüpfelschiefer", besondere quarzreiche B.Sch. (Quarzite) und Lagen, die besonders reich an Tonschiefern bzw. Phylliten sind. Ob diese Sonderausbildungen einem einzigen oder mehreren stratigrafischen Horizonten angehören, ist nicht bekannt. Ophiolithlagen und -linsen von sehr unterschiedlicher Ausdehnung und Mächtigkeit treten in verschiedenen Niveaus auf, das größte Vorkommen befindet sich knapp jenseits der Grenze am Piz Mundin/CH.

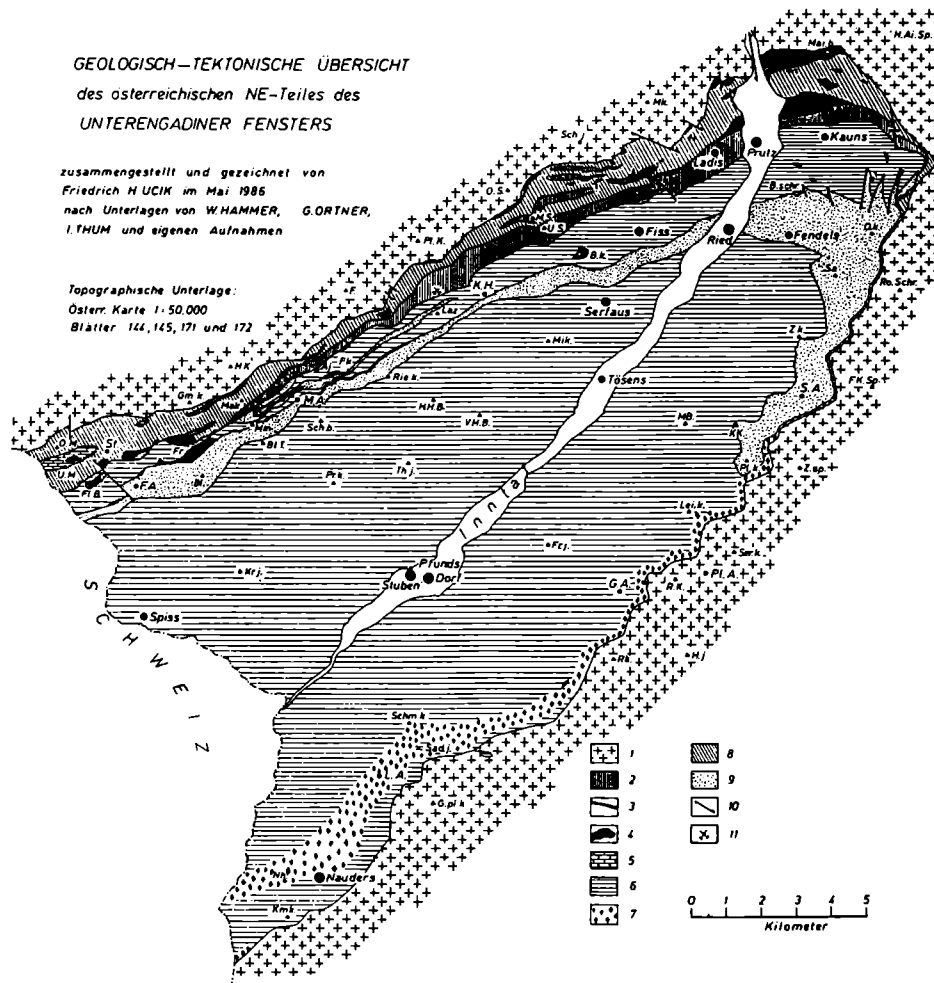


Abb. E 6: F. H. UCİK 1986

Auf der SE-Seite des Fensters treten in den hangenden Anteilen der gr.B.sch. in charakteristischer Vergesellschaftung **Quarzite** (mit deutlich erkennbaren Quarzgeröllern → Qu. mikrobrecien), **Mikrobrecien** mit Quarz, Karbonatgesteinen sowie organischen Resten (Krinoidenstielglieder, Seeigelstachel, Foraminiferen, Algenreste) als Detritus sowie kalkfreie, schwarze, graue bis grünlichgraue, glatte bis feinrunzelige **Tonschiefer bis Phyllite** in auffälliger Anhäufung und z.T. mehrere cm dicken Lagen auf. Diese Gesteine bilden **keinen** selbständigen Komplex, sondern sind als meist schon auf Entfernung auffallende, weil relativ massige, plattige Gesteinslagen in die "normalen" gr.B.sch. eingeschaltet, mit diesen mehr- und vielfach wechselagernd, manchmal auch im cm-Bereich, sodaß ich mir eine generelle tektonische Abtrennung von den gr.B.sch. nicht vorstellen kann; lokale, auch mehrfache Verschuppungen sind zweifellos möglich und sogar wahrscheinlich. Auch W. FRISCH (1982) hält diese Sadererjochserie (wie THUM und ich diese auffallende Gesteinsvergesellschaftung nannten) für einen Teil der zentralen B.sch.-Masse. Die Gesteine der Sadererjochserie bilden also keinen selbständigen, geschlossenen Horizont, sondern treten innerhalb der gr.B.sch. in einer Zone von wechselnder Breite auf, im NE des Fensters unmittelbar im Liegenden des Überschiebungsrandes, gegen SW hin immer mehr sich von diesem entfernend; W Nauders sind zwei Zonen der Sadererjochserie vorhanden: eine nördliche, die quer über die Norberthöhe gegen SW zieht, und eine südliche unmittelbar am Fensterrand, die gegen SW ihre Fortsetzung in jene völlig gleichartigen Gesteine bei Raschvella findet, in welchen G. TORRICELLI vor 30 Jahren in einer Krinoidenmikrobrecie sein so wichtiger Fund von *Orbitoides media* D'ARCH gelang, womit ein Campan-Maastricht-Alter belegt werden konnte.

F.A.	Fließer Alm	P.k.	Pezidkopf
G.A.	Gschneier Alm	Pl.K.	Planskopf
K.H.	Kölner Haus	Pl.k.	Pleiskopf
L.A.	Labunalpe	Pr.k.	Praiskopf
M.A.	Masner Alm	Rie.k.	Riesenkopf
Pl.A.	Platzalpe	Rk.	Rauhkopf
S.A.	Stalanzler Alm	R.K.	Rauher Kopf
St.	Stier Hütte	Ro.Schr.	Roter Schofen
		Sad.j.	Sadererjoch
Aj.	Arrezjoch	Sa.	Sattele
B.k.	Beutelkopf	Sch.b.	Schafberg
Bl.	Blauwand	Sch.j.	Schönjöchel
Bl.T.	Blauer Talrücken	Schm.k.	Schmalzkopf
B.schr.	Burgschrofen	Ser.k.	Serneskopf
F.	Furgler	Th.j.	Theierjoch
F.k.Sp.	Feichtener Karlspitze	U.M.	Unterer Malfragkopf
Fl.B.	Fließer Berg	U.S.	Unterer Sattelkopf
Fr.	Frudiger Kopf	V.H.B.	Vorderer Heuberg
Fr.j.	Frudigerjoch	Z.k.	Zirmesköpfel
Gm.k.	Gmaierkopf	Z.sp.	Zirmesspitz
G.pl.k.	Gamspleiskopf		
H.Ai.Sp.	H. Aifner Spitze		
H.H.B.	Hint.Heuberg		
H.j.	Hochjoch		
H.K.	Hexenkopf		
KK.	Kruppköpfe		
Kmk.	Kleinmutzkopf		
Krj.	Kreuzjoch		
Laz.	Lazidkopf		
Leik.	Leiterkopf		
M.B.	Matonberg		
Mai.b.	Mairenbühel		
Mak.	Masnerkopf		
Mik.	Michaelskopf		
Min.	Minderskopf		
Mk.	Matekopf		
M.S.	Mittlerer Sattelkopf		
Nh.	Norberthöhe		
O.k.	Ochsenkopf		
O.M.	Oberer Malfragkopf		
O.S.	Oberer Sattelkopf		

KARTENLEGENDE

- 1 Ötztalkristallin (einschlußf. Trias) und Silvrettakristallin
- 2 paläoz. Quarzphyllit und Ladiser Quarzit
- 3 Permo-Skyth-Quarzit an der Basis der Pezidserie
- 4 Trias (bis z.T. ?Jura)
- 5 Jura (Lias)
- 6 graue Bündnerschiefer
- 7 Zone der Sadererjochserie
- 8 div. Schiefer der Prutzer- und Tasnaserie (Kreide)
- 9 Zone der bunten Bündnerschiefer
- 10 Querverwerfung
- 11 ehemaliger Bergbau Rotenstein

Bunte Bündnerschiefer, ?Oberkreide - ?Tertiär (=B.B.Sch): Jüngstes Schichtglied im penninischen Normalprofil des UEF ist eine sehr wechselvoll zusammengesetzte, deutlich orogenklastisch geprägte Serien, die im Vergleich zu den monotonen grauen B.sch. deutlich buntere - braune und grüne - Farbtöne zeigt. HAMMER hat den Begriff der b.B.sch. offenbar wesentlich weiter gefaßt und auch → paläozoischen Quarzphyllit, → permo-skythischen Ladiser Quarzit und dünne Lagen gr. Kalkschiefer zu den b.B.sch. gerechnet. Hauptgesteine dieser wahrscheinlich etwa 100 m, vielleicht auch mehr m mächtigen Folge sind einerseits Quarz-Karbonat-Sandsteine bis - Feinbreccien, die meist durch Limonit mehr oder minder intensiv bräunlich verfärbt sind, andererseits grüne Chlorit-Sericit-Quarzphyllite. Der deutlich orogene Charakter der b.B.sch.-Folge wird noch unterstrichen durch zahlreiche Lagen von Breccien und Konglomeraten sowie durch eingestreute Grobblecke. Die Komponenten der Breccien bis Konglomerate sind meist einige mm bis mehrere cm groß, doch gibt es auch Vorkommen mit Geröllen von 1 bis über 2 dm Durchmesser (z.B. N Fiss). Als Geröllkomponenten finden sich überwiegend Kalke und Dolomite i.a. unsicheren Alters. Einzelne Karbonatgesteinsgerölle zeigen pseudo-oidische Strukturen, ganz vereinzelt finden sich nicht näher bestimmbare Mikrofossilquerschnitte (?Ostracoden - ?Foraminiferen). Stark zurücktretend gibt es als Gerölle Quarzite (in großen Geröllen permo-skythischem Quarzit ähnelnd) sowie ganz selten Kristallin (heller Granit). Die bis mehrer m³ großen Grobbleckestreuerungen bestehen meist aus Kalken und Dolomiten. Verschiedentlich treten innerhalb der b.B.sch. auch geringmächtige Quarzite (weiß, derb bis geschiefert, mit silbrig weißen bis grünlichen Sericit-Phyllitlagen).

Abschließend müssen noch **graue bis blaßbunte, glatte bis feinrunzelige, i.a. kalkfreie Phyllite** genannt werden, die teilweise mehr/minder selbständige, bis über 10 m mächtige Züge bilden, innerhalb welcher die gr. und b.B.sch. nur untergeordnet auftreten, z.T. treten sie als dünne Lagen und schichtparallele Überzüge innerhalb der gr. und der b.B.sch. auf. Da sich diese Phyllite überdies häufig im Grenzbereich gr. - b.B.sch. finden, zeigen sie meiner Ansicht nach den sedimentären wie auch stratigraphischen Übergang zwischen diesen beiden Schieferkomplexen an - eine tektonische Abtrennung der flyschartigen b.B.sch. ist somit nicht möglich.

2.2. Die randliche Schuppenzone - "Unterostalpin": Ungestörte, stratigrafisch vollständige Profile sind in der österreichischen Fensterhälfte nicht vorhanden, die Normalschichtfolge mußte aus zahlreichen Teilprofilen unter Vergleich mit anderen Gebieten erstellt werden.

Quarzphyllit. (=Qu.Ph.) Ein fossilieerer, schwärzlich-grauer, grünlicher oder z.T. bräunlich verfärbter, teilweise neugesproßten Chlorit führender Quarzphyllit von wahrscheinlich paläozoischem Alter. Primäre Mächtigkeit ?10 - ?30 m.

Eisendolomit: An mehreren Stellen treten innerhalb des basalen Zuges von Qu.ph. und → Ladiser Quarzit (vgl. Karte) Eisendolomitschollen von sehr unterschiedlicher Größe auf - 500 x 150 m (Rotenstein bei Serfaus) bis wenige dm Durchmesser hinab. In einzelnen dieser Schollen treten Vererzungen sehr unterschiedlichen Ausmaßes auf, die auch beschürft bzw. abgebaut wurden (Fahlerz-Tetraedrit, Pyrit, Kupferkies, Safflorit, Speisekobalt, Kobaltblüte, Malachit, Azurit). Altershinweise für den Eisendolomit fehlen: die Schollen stecken z.T. im **Qu.ph.**, z.T. finden sie sich an der Grenze **Qu.ph.** - Ladiser Quarzit, vereinzelt auch innerhalb des Ladiser Quarzits.

Ladiser Quarzit (?Permo-Skyth): Diese Serie umfaßt neben den z.T. deutlich geröllführenden Quarziten auch violette - grauviolette und grüne Phyllite sowie ganz selten dünne, karbonatische Lagen. Die primäre Mächtigkeit des Lad. Quarzites kann mit mehreren Zehnermetern angenommen werden.

Trias - ?Jura: In tektonisch verschieden hohen Positionen treten in der "unterostalpinen" Randzone in Gestalt zahlreicher kleiner und größerer Schollen verschiedene Kalke, Dolomite und Tonschiefer auf, welchen auf Grund von Vergleichen ein Triasalter, nach MEDWENITSCH auch unterster Jura zugeschrieben wird. Die Mächtigkeit der einzelnen Gesteinstypen wechselt, mitunter bildet ein einziger Gesteinstyp eine mehrere hundert Meter mächtige Scholle (Untergufer - Mairenbüchel).

Lias: Im südwestlichsten Teil des Unterostalpins im dargestellten Bereich treten in tektonisch höherer Position ebenfalls in Schollen verschiedene Kalke und Tonschiefer auf, die überraschend reichlich Fossilien geliefert haben. THUM fand in einer Lage Brachiopoden (*Cuneirhynchia cf. persinuata* (RAU), *Lobothyris punktata* (SOWERBY), *Cirpa pronto* (QUENSTEDT), *Priorhynchia sp.*, *Spiriferina pinquis* ZIETEN, *Zeilleria subdigona* (OPPEL) - Bestimmung D. PEARSON/London), die auf Lias gamma-delta (Pliensbachien) hinweisen. Eine andere Lage lieferte Ammoniten, Belemniten und Krinoidenstielglieder. Die bestimmbareren Fossilien (*Arnioceras*, cf. *Epophioceras*, *Belemnites cf. acutus* MILL. und *Apocrinus* - Bestimmung F. HÖLDER/Münster) sprechen wahrscheinlich für Sinemurien.

Neokomschiefer: Lediglich auf Grund ihrer Stellung im Gesamtprofil hat Cadisch eine Folge verschiedener grauer, quarzitischer-karbonatischer, schwächst phyllitführender Schiefer als Neokomschiefer ausgeschieden. Diese gleichen völlig gr.B.sch., wurden auch von Hammer als solche kartiert. Aus einer Mikrobrecien dieser Schiefer, und zwar größtenteils in intraklastischen Komponenten derselben, konnten bestimmt werden: *Calpionella cf. alpina* LORENZ, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU), *Calpionella elliptica* CADISCH, *Crassicollaria massutiniana* (COLOM), *Globochaete alpina* LOMBARD, *Patelloides juvavica* LEISCHNER, Krinoidenstielglieder, Seeigelstachel - Bestimmung E. KRISTAN-TOLLMANN); diese Fossilien weisen auf ein post - Ober-Tithon-Alter

der Schichten hin. Ich selbst konnte in einer Probe höchstwahrscheinlich Krinoidenstielglieder finden. Mächtigkeit der Neokomschiefer: wenige Zehnermeter.

Couches rouges: An mehreren Stellen (SE Schönjöchl, N. Arrezjoch) konnte ich helle, dünngeschichtete, z.T. verfaltete, insgesamt aber oft massige Felsen aufbauende Kalkschiefer-Schieferkalke mit hellgrünen Phyllit- bzw. Chlorit-Sericitbelägen auf den Schichtflächen auskartieren. Diese Gesteine gleichen weder den typischen Neokomschiefern, mit welchen sie i.a. gemeinsam vorkommen, noch gehören sie zu den flyschartigen → "Höheren unterostalpinen Schiefen". Ich halte es für denkbar, daß sie wenig typische Vertreter der Couches rouges sind. Mächtigkeit: knapp 10 m.

Höhere unterostalpine Schiefer: Als jüngstes Schichtglied in der randlichen Schuppenzone des UEF ist eine Folge von bräunlichen, sandigen Schiefen und grünen Phylliten mit eingeschalteten Breccien (darunter auch Arkosen) und Konglomeraten sowie Grobbleckeneinstreuungen vorhanden; die Gesteine gleichen im Handstück wie im Schliff meist völlig den b.B.sch. Im SW-Teil des dargestellten Gebietes hat THUM gradierte Schichtung und Unterflächenmarken beschrieben. Verlässliche Mächtigkeitsangaben sind nicht möglich, wahrscheinlich ist die Folge primär zwischen 50 und 100 m mächtig. Alter: ?Oberste Kreide - ?Tertiär.

Wie im tieferen Penninikum treten auch in der Randzone **graue bis blaßbunte Phyllite** auf, die sowohl mit den Neokomschiefern wie mit den höheren Flyschschiefern wechsellagern. **Grünschiefer und Diabase** treten in der unterostalpinen Randzone mehrfach innerhalb verschiedener Schichtglieder auf, meist in eher kleinen Vorkommen.

2.3. Gips: Mehrfach tritt im UEF Gips sowohl im tieferen Penninikum als auch in der unterostalpinen Randzone im Verband mit verschiedenen Schichtgliedern auf, sodaß die verschiedenen Vorkommen möglicherweise ein unterschiedliches Alter zu besitzen schienen: **a)** in b.B.sch. N Wiesele SE Kauns, bei Gstals NW Ried; **b)** zusammen mit Triassschollen und höheren Schiefen des UOA N Oberhalb Fiss, am Kristallinrand SE Schönjöchl und NW oberhalb Ladis; **c)** inmitten von Schiefen des UOA E Obergufer. An vier Proben aus verschiedenen geologischen Positionen wurde 1986 über Vermittlung von HR SCHROLL im Labor des Geotechnischen Institutes/Arsenal Schwefelisotopenbestimmungen durchgeführt, die - etwas unerwartet - übereinstimmend ein Mittel- bis Obertrias- Alter für die Gipse ergaben.

3. Tektonik:

3.1. Die tektonische Gliederung des Fensterinhaltes: In Anlehnung an W. MEDWENITSCH und unter Berücksichtigung der Verhältnisse im Schweizer Anteil lassen sich die Gesteinsfolgen im nordöstlichen österreichischen Fensteranteil in folgende tektonische Einheiten gliedern. Liegend die die Hauptmasse der Schiefer umfassende tiefere penninische **Pfundser Serie**. Zu ihr gehört vor allem die zentrale Antiklinale aus gr.B.sch., in welcher Verschuppungen nicht sicher nachweisbar, aber durchaus möglich sind. Überlagert werden die gr.B.sch. durch die flyschartigen b.B.sch., die - wie detaillierte Kartierung zeigte - mehrfach und intensiv, z.T. im Meterbereich, mit den liegenden gr.B.sch. verfaltet und verschuppt sind. Am E-Rand setzen die b.B.sch. SW des Pleiskopf aus, ein letzter Rest dieser Zone ist vielleicht eine Schuppe typische b.B.sch. im Graben SW Rauhkopf. Die Gesteine der Sadererjochserie konnten bisher nur am östlichen Fensterrand mit Sicherheit nachgewiesen werden, im nördlichen Abschnitt als ganz schmale Zone zwischen b.B.sch. im Liegenden und dem Kristallin unmittelbar im Hangenden, wobei von den typischen Gesteinen vor allem die Krinoidenmikrobreccien vorhanden sind. Hier ließe sich nach dem Kartenbild eine tektonische Abtrennung von der basalen Bs. antiklinale noch denken. Weiter gegen SW ist aber nach dem Aussetzen der b.B.sch. eine solche Abtrennung kartierungsmäßig nicht mehr faßbar, die Sadererjochserie findet sich auch weiter im Inneren des Fensters (Norberthöhe); da S Norberthöhe auch eine höhere Zone der Sadererjochserie unmittelbar liegend des Kristallins vorhanden ist, zeigt die Serie nicht nur eine Verschuppung der zentralen Fensterantiklinale an, sondern es wird auch eine Abtrennung der Sadererjochserie als höhere tektonische Einheit von den basalen gr.B.sch. immer schwerer vorstellbar. Es sei auch erwähnt,

daßHAMMER in der Geologischen Karte Bl. Landeck NW des Matonberges mehrere Lagen von Krinoidenmikrobreccien eingetragen hat; sollten sich diese von mir wieder-gefundenen Mikrobreccien im Schliff als Gesteine der Sadererjochserie erweisen, so muß man wohl diese endgültig als Bestandteil der gr.B.sch. der Pfundser Serie anerkennen.

Auch CADISCH stellte 1968 fest, daß zwischen der Sadererjochserie bei Raschvella und den liegenden gr.B.sch. ein Übergang vorzuliegen scheint, trennt sie in der tektonischen Übersichtsskizze auch nicht als eigene Serie ab. Ebenso sprechen nach THUM auch Schwermineraluntersuchungen für eine Zusammengehörigkeit von gr.B.sch. und Sadererjochserie. Abgetrennt durch eine dünne Lage von Permo-Skyth Quarzit bzw. ?triadische Kalk- und Dolomitschollen liegt am W-Rand und am N-Ende des Fensters eine i.a. nur wenige hundert Meter breite Zone gr. und b.B.sch. als höhere randliche Abspaltung über der Pfundser Serie, von THUM und mir 1966 **Pezid Serie** genannt. In den letzten Jahren wurden diese z.T. über hundert Meter mächtigen und bis mehrere hundert Meter langen Triasschollen als eingegliederte Großblöcke (Olistolithe) gedeutet (z.B. W. FRITSCH). Dem möchte ich die Gesamtsituation entgegenstellen; alle diese als rudimentäre Triasbasis gedeuteten Blöcke befinden sich in dem durch mehrfachen Wechsel von gr. und b.B.sch. gekennzeichneten Randbereich an der selben Trennfuge, sind nicht auf die verschiedenen Streifen der bunten Flyschschiefer aufgeteilt (in welchen es aber wiederholt kleine, eingestreute Blöcke gibt); überdies befindet sich genau in dieser Fuge auch der Permo-Skyth-Quarzit, der in der Umgebung des Pezid trotz seiner geringen Mächtigkeit von maximal 5 m auf etwa 2,5 km im Streichen anstehend durchzuverfolgen ist, und so wohl nicht als derartige Eingleitung, sondern allenfalls nur als eingeschuppt betrachtet werden kann. Die mehr als 100 m mächtige Kalkscholle des Beutelskopfes bei Serfaus steckt bereits sicher inmitten gr.B.sch. (!), sie deutet meiner Ansicht nach eine Verschuppung innerhalb der von hier an gegen NE hin breiter werdenden Pezidserie an. Vielfach wurde die Pezidserie mit der Zone von Champatsch der Schweizer Geologen parallelisiert. Dies ist aber nur teilweise zutreffend, da die Schweizer der höheren Zone von Champatsch in unterschiedlichem Ausmaß auch die deutlich klastischen Serien der tieferen Pfundser Serie zuweisen (CADISCH b.B.sch.; TRÜMPY: b.B.sch. und Sadererjochserie). Meiner Meinung nach sind aber sowohl die Sadererjochserie wie die tiefere Zone b.B.sch. integrierende Bestandteile der Pfundser Serie mit den gr.B.sch. durch Übergänge und Wechsellagerung verbunden. Zuhöchst liegt im UEF eine verhältnismäßig abwechslungsreich zusammengesetzte **Schuppenzone**, die sich von den eher monotonen Schieferserien des Fensterinneren vor allem durch das Auftreten zahlreicher, z.T. verhältnismäßig ausgedehnter ?Trias- und Liasschollen sowie den an der Basis über viele Kilometer hin streichenden Quarzphyllit-Quarzitzug unterscheidet. Man unterscheidet vor allem faziell im NE die Prutzer Serie, die gegen SW von der Tasnaserie abgelöst wird, deren Schichtfolge im südwestlichen Schweizer Fensteranteil noch umfangreicher und durch Fossilfunde besser gliederbar ist. Teilweise nimmt man auch zwei getrennte tektonische Teileinheiten an. Ich glaube aber eher, daß es sich um eine Einheit handelt, in deren Streichen die Fazies wechselt; ähnlich denkt auch THUM.

Die Basis wird - wie die Karte zeigt - im österreichischen Fensteranteil meist durch einen bis mehrere hundert Meter breiten Zug aus paläoz. Qu.ph. und Ladiser Quarzit gebildet, die jedoch mehrfach miteinander verschuppt und verfaltet sind.

Tektonische Komplikation ist generell ein wesentliches Merkmal in dieser Randzone.

Über diesem Basiszug sind an einigen Stellen Triasschollen vorhanden, die meist aus mehreren verschiedenen Schichtgliedern bestehen. Gegen SW wird die Basis dieser Randzone nur mehr durch derartige Schollen markiert. Mehrere weitere, im Profil höher gelegene Quarzit-Qu.ph.lamellen von unterschiedlicher Mächtigkeit (bis über 100 m) und Erstreckung im Streichen (teilweise 1-2 km) sowie mehrere Trias- und Liasschollen(reihen) lassen eine mehrfache Verschuppung und Verfaltung der gesamten Zone erkennen. Verschiedene Autoren (z.B. W. FRISCH, R. OBERHAUSER) deuten diese höheren Kalk-Dolomitschollen als mögliche Olistholithe in den flyschartigen Schieferserien. Aber meiner Ansicht nach handelt es sich auch hier zum größten Teil um Decken- und Schuppenscheider. Es erscheint mir schwer vorstellbar, daß der an die 20 km lange Qu.ph.-Quarzitzug an der Basis der Prutzer Serie eingeglichen sei; und warum sollen die in dessen Hangendem folgenden Triasschollen keine Reste der ursprünglichen Trias sein? Die ab dem Pfundser Ochsenberg gegen SW auftretenden Triasschollen liegen an derselben Trennfuge innerhalb der Schiefer wie der oben genannte Basiszug. Auch das Auftreten der verschiedenen Kalk- und Dolomitschollen unmittelbar im Liegenden des Kristallinrandes von Ebele am E-Rand bis E des Furgler ist von auffälliger Konstanz; und an der Basis dieser Schollen (zwischen Gufer und Mairenbüchel fast 2,5 km lang und bis mehrere hundert m mächtig) bzw. unmittelbar im Liegenden des Kristallins finden sich häufig langhinziehende Lagen von Qu.ph. Das letzte Wort ist hier sicher noch nicht gesprochen, ich persönlich halte aber alle diese älteren Gesteinslamellen und die Trias-Jura-Schollen für Reste der Basis und der primären Schichtfolge; ich glaube eine Unterteilung in 3 Hauptschuppen erkennen zu können, von welchen die hangendste nur aus paläozoischem Qu.ph. und Triasschollen besteht.

Am E-Rand des UEF fehlt diese UOA-Schuppenzone weitgehend; bei Nauders hält THUM aber das Vorhandensein der Tasnaserie für möglich: S Kleinmutzkopf ein ganz schmaler Streifen von Tristelkalk (bei HAMMER gr.B.sch.-Krinoidenbreccie) einschließlich Serpentin (letzterer in meiner Übersicht dem Kristallin zugeschlagen), der sich gegen NE in die gr.B.Sch. zwischen Sadererjochserie und Kristallin fortsetzt (lt. HAMMER ebenfalls mit Krinoidenbreccien).

3.2. Kleintektonik: Im größten Teil des Fensters zeigen die Schichtflächen bei relativ guter Einregelung ein dem Streichen der Zonen und der heutigen Gewölbeachse entsprechendes Einfallen gegen NW bzw. SE. Kleinfaltenachsen zeigen aber etwas unerwartet eine a) E-W streichende, und b) SE - NW - streichende Orientierung - offenbar Anzeichen eines älteren Bauplanes, der durch die spätere Fensteraufwölbung überdeckt wurde. Ich glaube, daß die Aufwölbung während der Überschiebung erfolgte, da die dynamometamorphe Basisgleitfläche des Kristallins (stark verschiefert und vergrünt bzw. Pseudotachylitbildung) die bis an die Überschiebungsbahn heran unveränderten Schieferserien schräg abgeschnitten hat. Am N- bis NE-Ende des Fensters komplizieren sich aber die Verhältnisse: häufig zeigen zwar die Schichtflächen mehr oder weniger gut das Herumschwenken der Zonen um den Gewölbescheitel, zwischendurch aber auch ein stark schräg bis normal dazu verlaufendes Streichen, womit offenbar Querstörungen angezeigt werden, wie sie teilweise kartiert, teilweise auf Grund der nicht immer idealen Aufschlüsse in sehr schwierigem Gelände vermutet werden konnten. Das enorme Anschwellen der b.B.sch.Zone zwischen Fendels und Ochsenkopf bzw. der gr.B.sch. am Ausgang des Kautertales scheint mir am ehesten durch sekundär Schuppungen und Schichtwiederholungen erklärbar zu sein. Bisher nicht bekannte Querstörungen konnten durch die Detailkartierung an mehreren Stellen wahrscheinlich gemacht oder nachgewiesen werden.

4. Exkursionshinweise:

Das sich viele interessante Profile und Aufschlüsse nur schwer und zeitaufwendig zugänglichen Alm- und Hochgebirgsbereich befinden, soll hier auf einige leicht erreichbare Punkte mit guten Aufschlüssen hingewiesen werden.

1) von der Straße Kaunerberg-Puschlin hat man nicht nur eine gute Übersicht auf den nordöstlichen Fensteranteil W des Inn (bis zum Furgler und Kamm Vord.Heuberg-Pezid), sondern es sind auch an der Straße ab Falpaus gute Aufschlüsse der höheren Schieferfolge der Prutzer Serie (einschließlich graue = "Neokomschiefer", graue-blaßbunte Phyllite und Grünschiefer) vorhanden, weiter gegen N finden sich neben der Straße Aufschlüsse der Dolomitscholle Gufer-Mairenbüchel.

2) Quarzphyllit und Ladiser Quarzit kann man am linken Innufer gegenüber Prutz (beim Sauerbrunn), an der Straße nach Ladis sowie in der Umgebung von Ladis studiert werden.

3) Bunte B.Schiefer (und graue B.sch.) finden sich in verschiedenen Typen entlang der Straße Ried - Fiss in Böschungsaufschlüssen, ebenso an der Straße nach Fendels. Zum Dolomitklotz des Burgschrofens (Basis der Pezidserie) führt von Fendels eine Forststraße.

4) Ein sehr grobes Konglomerat der B.B.Sch. mit bis dm-großen Karbonatgesteins-, Quarzit- und **Granit**geröllen findet sich als isoliertes Riff N Fiss unmittelbar neben dem Fahrweg zum Falterjöchel, ca. 200 m unterhalb der Fahrstraße nach Obsteinsboden (bei HAMMER, 1914, in der Karte 1:25.000 eingezeichnet).

5) Typische Kalkglimmerschiefer gibt es z.B. links des Inn bei Pfunds-Stuben.

6) Gesteine der Sadererjochserie finden sich an der Straße über die Norberthöhe bei Nauders (Steinbruch!); das beste leicht zugängliche Vorkommen der Krinoiden-Mikrobreccie ist allerdings ein verlassener Steinbruch bei P. 1111 SE Seraplana/CH, unmittelbar neben der Hauptstraße ins Engadin.

7) Nicht vergessen sollte man auch die verschiedenen, hoch über dem heutigen Inn gelegenen alten Verebnungsflächen (z.B. Sonnenterrasse von Serfaus-Fiss) und die zahlreichen Bergzerreibungen u.a. Vord.Heuberg, Prais-Pfunds-Wand (hier Klufthöhle an Zerrspalte).