



Das Unterengadiner Fenster

Von Friedrich Hans UCIK

1. Einleitung

Die stratigraphische wie tektonische Gliederung der sehr auffälligen, ringsum von hochmetamorphen kristallinen Gesteinen umgebenen Bündnerschieferinsel im Oberinntal, deren in Tirol gelegener Anteil bereits auf der 1849 erschienen "Geognostischen Karte Tirols" recht genau gegenüber dem Kristallinrahmen abgegrenzt wurde, ist ein auch heute noch nicht völlig befriedigend gelöstes Problem. Obwohl die ersten Fossilfunde im Gebiet des schon 1903 von P. TERMIER als tektonisches Fenster des westalpinen Penninikums innerhalb ostalpinen Kristallins erkannten Unterengadiner Fensters bereits um die Jahrhundertwende gemacht wurden, sind solche bis heute auf einige Gesteine bzw. Serien beschränkt geblieben, wobei besonders der nordöstliche, österreichische Fensteranteil fast völlig ohne Fossilfunde blieb (R. OBERHAUSER 1983). Ein eigenes Problem sind verschiedene, inmitten dieser mächtigen Schieferenserien exotisch anmutende Vorkommen sehr unterschiedlicher Größe von Kalken, Dolomiten, Tonschiefern, Quarzphylliten, Quarziten und sogar Kristallin, die zwar von den meisten Autoren im wesentlichen als tektonische Deckenscheider angesehen werden, von einzelnen aber auch durchgehend als eingegliederte Riesen-Olistholithe (W. FRISCH 1982).

Bei den folgenden Darstellungen und Beschreibungen soll über den Bereich des Kartenblattes Landeck hinaus auf den gesamten nordöstlichen, österreichischen Fensteranteil Bezug genommen werden (den der Verfasser zum überwiegenden Teil aus eigenen Begehungen und Untersuchungen kennt, und der ja auch teilweise - im Bereich von Prutz auf dem Kartenblatt Imst - anlässlich der Exkursion besucht werden soll), da einerseits nicht we-

nige wichtige Schichtglieder nur außerhalb des Kartenblattes Landeck vorkommen, und andererseits wesentliche Erkenntnisse zum tektonischen Bild vom Verfasser nur aus dem gesamten österreichischen Fensteranteil gewonnen werden konnten. So wird auch die tektonische Detailgliederung des Fensterinhaltes, die Zuordnung einzelner Schichtglieder zu bestimmten Baueinheiten, von den einzelnen Autoren verschieden gesehen; und auch der Verfasser dieses Beitrages neigt dazu, seine eigene, seit fast 30 Jahren vertretene tektonische Gliederung auf Grund der in den vergangenen Jahren gewonnenen Kartierungsergebnisse teilweise neu zu überdenken bzw. zu revidieren. Nach den grundlegenden Arbeiten von W. HAMMER im österreichischen NE-Teil des Unterengadiner Fensters (1907-1914, zusammengefaßt vor allem 1914 sowie in den Blättern Landeck und Nauders der Geologischen Spezialkarte), haben erst nach dem zweiten Weltkrieg W. MEDWENTITSCH und G. MÜLLER sowie später I. THUM, G. ORTNER und F.H. UCIK wieder neuere Kartierungen hier durchgeführt (F.H. UCIK 1986). In den letzten rund 15 Jahren haben schließlich R. OBERHAUSER (Blatt 170/ Galtür) sowie F.H. UCIK auf den Blättern 144/Landeck, 145/Imst und 172/ Weißkugel den Österreichischen Fensteranteil zu einem großen Teil neu aufgenommen. Völlig wertlos für die Neuaufnahmen waren drei Diplomkartierungen der TH Aachen im Raum Masneralm - Kölnerhaus sowohl hinsichtlich der geologischen Erkenntnisse als auch in Bezug auf die Kartierung. In z.T. sehr schematisch gehaltenen Karten fehlen nicht nur viele vom Verfasser gefundene Aufschlüsse und Detailgliederungen, sondern sogar etliche bereits in den Karten HAMMER's festgehaltene Ausscheidungen (im übrigen waren diesen Diplomanden offenbar weder HAMMER's

Monographie aus 1914 noch seine Spezialkarten Landeck und Nauders bekannt).

Da gerade der tektonisch relativ kompliziert gebaute Raum um Nauders (Blatt 171) noch nicht neu kartiert wurde, wurde in diesem Beitrag auf eine neue tektonische Karte des österreichischen Fenstersteiles verzichtet und es wird auf die entsprechenden Übersichten bei J. CADISCH (1968), R. OBERHAUSER (1980, S.344) und R. TRÜMPY (1972, S.73) verwiesen, die sich aber in ihren Auffassungen mehrfach sowohl untereinander wie auch von der Auffassung des Verfassers unterscheiden, worauf später noch ausführlich zurückgekommen werden wird.

2. Die Schichtfolgen

Bei der Beschreibung der Schichtfolgen soll aus mehreren Gründen zwischen den - trotz aller Mannigfaltigkeit im Detail - doch relativ monotonen Serien des (flächenmäßig überwiegenden) zentralen Fensterinneren und den wesentlich mannigfaltigeren Abfolgen der Fensterrandbereiche (Prutzer Serie - Tasna Serie) unterschieden werden, wobei im Detail nur auf die Verhältnisse im österreichischen NE - Teil des Unterengadiner Fensters eingegangen wird, während auf die noch umfangreicheren und durch Fossilfunde auch besser gliederbaren Serien der Randzonen im Bereich Idalpe - Fimbartal (Blatt Galtür) sowie im südwestlichen Schweizer Fensteranteil nur in Vergleichen und Hinweisen Bezug genommen werden soll.

2.1. Die zentralen penninischen Schichtfolgen

2.1.1. Permoskyth- Quarzit

Ein heller, grünlicher oder rötlicher, oft deutlich körniger, serizitischer Quarzit, der von violetten und grünen Phylliten bis Quarzphylliten begleitet wird. Der unregelmäßig eckige bis gut gerundete Quarz- und Quarzitgrobdetritus liegt in einer feinkörnigen Grundmasse aus Quarz und etwas Sericit. Teilweise enthält dieser Quarz auch bis zu einigen Prozenten Karbonat. Insgesamt lassen sich diese Gesteine, deren durchschnittliche Mächtigkeit mit ca. 5 m angegeben werden kann, nicht von Gesteinen des Ladiser Quarzites (siehe unten) unterscheiden.

2.1.2. Kalke, Dolomite und Tonschiefer der Trias

In zahlreichen kleineren und größeren Blöcken und Schollen finden sich verschiedene helle bis dunkle oder bräunliche Kalke, dolomitsche Kalke und Dolomite, die überwiegend keine besonderen faziellen Merkmale aufweisen. Teilweise massig, z.T. aber auch plattig oder gebankt, sind sie vielfach mehr oder weniger stark rekristallisiert, zerbrochen und von zahlreichen Kalzitadern durchzogen. Die Größe reicht von kaum einem Meter großen Blöcken bis zu mehrere hundert Meter langen Schollen, die Mächtigkeit erreicht nur ausnahmsweise mehrere Zehnermeter. Während die meisten Vorkommen nur aus einem Gesteinstyp bestehen, wird die S - SE des Frudigerkopfes auftretende, ca. 3/4 km lange Scholle von verschiedenen Schichtgliedern aufgebaut, unter ihnen auch dunkle, tonig-mergelige Schiefer (I. THUM 1970). An Fossilien fand schon HAMMER (1914) in dieser Frudigerkopf- Scholle vereinzelt Diploporen, Baktryllien und Crinoidenstielglieder. THUM gelang in einem dunklen, schwach kalkigen Dolomit der Fund von *Archeodiscus*, *Permodiscus* sowie *Glomospira*-artigen Formen (Bestimmung R. OBERHAUSER); diese Vergesellschaftung sowie einige Exemplare von *Glomospirella friedli* KRISTAN (Bestimmung E. KRISTAN-TOLLMANN) sprechen für ein mittel- bis obertriasches Alter dieser Gesteine (THUM 1970). Ansonsten fand nur noch MEDWENTITSCH (1953) in näher bestimmbare Diploporenreste, die aber nicht bestätigt werden konnten.

2.1.3. Graue Bündnerschiefer

Besonders im nordöstlichen Fenstersteil stellen tonig-quarzitisch - kalkige Schiefer von durchschnittlich grauer bis dunkler Färbung, die im Detail zwar verhältnismäßig abwechslungsreich erscheinen, in ihrer Gesamtheit aber von bedrückender Monotonie sind, die Hauptmasse der Gesteine. Keine der vielen Gesteinsvariationen - dünnstplattig bis dm- dick gebankt, tonarm bis tonreich, stark verfaltet bis ebenplattig etc. - läßt sich kartenmäßig ausscheiden. Wesentliches Merkmal ist, daß das Karbonat deutliche Sammelkristallisation sowie Drucklamellierung bis -verzwilligung erkennen läßt - ein wesentlicher Gegensatz zur Serie der jüngeren → bunten Bündnerschiefer. Im Kern der Fensterantiklinale haben relativ hohe Druck- und Temperaturverhältnisse verbreitet zu einer Hellglimmersproßung geführt ("Kalkglimmerschiefer"). LEIMSER & PURT-

SCHELLER (1980) nehmen auf Grund von Untersuchungen der eingelagerten basischen Metavulkanite im Kern des Fensters als maximale Bildungsbedingungen ca. 350° C und 4-5 kbar Druck an (also Epizone; die Muskovitsproßung scheint aber doch auf höhere Temperaturen hinzuweisen). In der zentralen Antiklinale ist die Serie der grauen Bündnerschiefer wohl an die 2000 m - 3.000 m mächtig, wobei Verschuppungen und Schichtwiederholungen aber durchaus denkbar, aus gewissen Überlegungen sogar wahrscheinlich sind; in den Randzonen erreichen die grauen Bündnerschieferzüge maximal nur mehr 100 - 300 m Mächtigkeit.

Es gibt aber doch innerhalb dieser monotonen Schieferserien einige Gesteine als lagen- oder zonenweise Einlagerungen, die sich von der Masse der grauen Bündnerschiefer deutlich abheben und auch petrographisch charakterisieren lassen, sodaß sie auch kartenmäßig ausgeschieden und im Streichen z.T. über längere Strecken verfolgt werden können. Als solche Einlagerungen sind zu erwähnen:

- 1) Ophiolithlagen und -linsen (nach LEIMSER & PURTSCHELLER und eigenen Beobachtungen Diabase bis Tuffite) in wechselnder Mächtigkeit;
- 2) "Tüpfelschiefer" (zahlreiche mm- kleine dunkle Knoten auf ss der Schiefer sowie ebenso kleine dunkle Flecken im Gestein; Herkunft unbekannt, von verschiedenen Autoren als Reste von Mikrofossilien gedeutet) als cm- bis dm- dicke Einlagerungen in den grauen Bündnerschieferserien;
- 3) auffällige Anreicherungen von Tonschiefern bis Phylliten;
- 4) diverse Quarzite;
- 5) Tiefere Mikrobrecien: in an sich "normalen" grauen Bündnerschiefern sind als deutlich erkennbarer Detritus (i. a. max. Größe ca. 1-2 mm) Quarz, Karbonatgesteine (bräunlich verfärbter ?Dolomit), Plagioklase und fallweise Krinoidenstielglieder in wechselnder Menge eingelagert. Diese Mikrobrecien treten als max. einige dm mächtige Lagen in verschiedenen Niveaus innerhalb der grauen Bündnerschiefermassen auf. Vor allem die die Krinoidenstielglieder enthaltenden Typen ähneln durchaus Typen der → Sadererjoch-Serie (wenngleich sie i.a. nicht so massig ausgebildet sind wie jene der Sadererjoch-Serie); daraus ergeben sich auch einige wich-

tige stratigraphische wie tektonische Konsequenzen, auf die später eingegangen werden soll;

- 6) Im Ostflügel der Antiklinale tritt im gesamten österreichischen Fensteranteil unmittelbar unter dem Kristallinrand bzw. im Raum Nauders - Martina - Ramosch (CH) unter den nächsthöheren tektonischen Einheiten, in einer wechselnd mächtigen, z.T. mehrere hundert Meter breiten Zone eine charakteristische Vergesellschaftung von Krinoidenführenden Mikrobrecien, Quarziten und Tonschiefern auf, die nach ihrem schönsten Vorkommen am Sadererjoch bei Nauders von I. THUM und F.H. UCIK (THUM 1970) "Sadererjochserie" genannt wurden. Diese schon im Gelände und im Handstück deutlich von den übrigen grauen Bündnerschiefern unterscheidbaren Gesteine bilden aber keinen zusammenhängenden, geschlossenen Schichtkomplex, sondern wechsellagern vielfach im cm-, dm- und m- Bereich mit den "normalen" grauen Bündnerschiefern, sodaß man die Sadererjochserie zweifellos zum Komplex der grauen Bündnerschiefer zählen muß und sicher nicht als selbständige tektonische Einheiten abtrennen kann. Die Zugehörigkeit der Sadererjochserie zu den grauen Bündnerschiefern wird nicht nur von CADISCH (1968) und FRISCH (1982) auf Grund des Geländebefundes vertreten, sondern auch von THUM (1970) im Zusammenhang mit seinen Schwermineraluntersuchungen (Verhältnis der gerundeten zu den idiomorphen Zirkonen). Am auffälligsten von diesen Gesteinen sind die fossilführenden Quarz- Karbonat-Krinoidenmikrobrecien, die oft auffällig massige Gesteinslagen, aber z.T. auch nur dünne, plattige, gewellte Schiefer bilden. Neben bräunlichen Karbonatgesteinsfragmenten (? Dolomit), Quarz, etwas Glimmer und Feldspäten finden sich als Grobdetritus vor allem zahlreiche Krinoidenstielglieder, Algen- und Foraminiferenreste sowie Seeigelstacheln. Die bräunlichen bis grünlichbraunen, oft auffallend plattigen und massigen Quarzite stellen ebenfalls Mikrobrecien dar, und zwar Quarzite bis teilweise schwächst kalkige Quarzite. Teilweise ist in der Sadererjochserie eine Liegend- Hangend- Abfolge von

schwach metamorphen Tonschiefern über die Quarz- Karbonat- Echinodermenmikrobrecien zu den hangenden Quarziten zu erkennen.

G. TORRICELLE (1956) hat aus Gesteinen der polygenen Sadererjoch- Echinodermenbreccie von der Lokalität Raschvella / CH u.a. *Orbitoides media* D'ARCH, *Siderolites calcitrapoides* LAM und *Siderolites aff. vidali* DOUV (Bestimmung F. ALLEMANN) beschrieben und damit ein Campan-Maastricht- Alter belegt. Da in letzter Zeit (mündliche Mitteilungen) Zweifel an der Richtigkeit der Einstufung bzw. der Verdacht auf Fundortverwechslung der Proben aufgetaucht sind, erlaubt sich auch der Verfasser an dieser Stelle die Vermutung zu äußern, daß es sich bei den fossilführenden Mikrobrecien um Äquivalente der Tristel-schichten (Urgo- Apt) handelt, die ja vielfach als gut geschichtete Kalke und feinste Breccien mit Einstreuungen von Dolomitkomponenten, Feldspat, Quarz und Glimmer sowie zahlreichen Echinodermensplittern, Lithothamnien- und Foraminiferenresten charakterisiert werden (CADISCH 1941). Die Quarzite ließen sich dann vielleicht mit den in der Tasnaserie auftretenden Quarziten des oberen Gault vergleichen (CADISCH 1941 und 1968). Schon vor vielen Jahrzehnten haben STAUB & CADISCH (1921) Gesteine der Sadererjochserie im Liegenden des Plattamala- Kristallins bei Ramosch als Tristel-schichten und Gault ausgeschieden.

Das Blatt Nauders der Geologischen Spezialkarte 1: 75.000 (HAMMER 1923) zeigt ähnliche Kalk- (Krinoiden-) Breccien, Quarzite und Tonschiefer in großer Verbreitung am E- und S- Abhang des Mutter (zwischen Piz Mundin und Stammerspitz); L. KLÄY (1957) spricht im Detailprofil u.a. von "Pseudotristschichten" und hat diesen Bereich als "Pseudounterostalpine Sedimente tektonisch unsicherer Stellung" auf seiner Kartenskizze ausgeschieden. Eine Spezialuntersuchung aller Schichtglieder der Sadererjochserie sowie vergleichbarer Gesteine im gesamten Unterengadiner Fenster könnte vielleicht wesentliche Erkenntnisse über Gleichsetzung oder Unterscheidung dieser Gesteine in den verschiedenen Bereichen bringen und damit zur tektonischen Entwirrung der grauen Bündnerschiefermassen des Fensterinneren beitragen.

Diese Crinoidenmikrobrecien der Sadererjochserie stellen somit den einzigen echt fossilführenden Horizont innerhalb der Masse der grauen Bündner-

schiefer dar, ihr anscheinend gesichertes Campan-Maastricht Alter wird aber auf Grund verschiedener Überlegungen in Zweifel gezogen. Hinsichtlich des Altersumfanges der gesamten grauen Bündnerschiefer kann man aus weiträumigen Vergleichen annehmen, daß deren Sedimentation im unteren Jura (? Lias) begann und bis in die Unterkreide reichte.

2.1.4. Bunte Bündnerschiefer

Jüngstes Schichtglied im penninischen Normalprofil des Unterengadiner Fensters sind sehr wechselvoll zusammengesetzte, insgesamt deutlich orogen - klastisch geprägte Serien von deutlich geringerer Metamorphose als die grauen Bünderschiefer; gegenüber den grauen, dunklen Farbtönen der grauen Bündnerschiefer zeigen sie fast stets deutlich buntere - bräunliche und grüne - Farbtöne, sodaß man den von HAMMER benützten Namen beibehalten, den Umfang dieser Serien aber enger fassen muß, denn HAMMER hat in den sehr kompliziert gebauten Randzonen (vielleicht aber auch wegen des größeren Kartierungsmaßstabes) fallweise auch → paläozoischen Quarzphyllit, → Permoskythischen Ladiser Quarzit und dünne Lagen grauer Kalkschiefer (graue Bündnerschiefer bzw. → Neokomschiefer) zu den bunten Bündnerschiefern gerechnet.

Die Hauptmasse der Serie bilden einerseits Quarz-Karbonat- Sandsteine bis -Feinbreccien, die meist durch Limonit mehr oder minder intensiv bräunlich verfärbt sind, andererseits grüne Chlorit- Sericit- Quarzphyllite. Die Sandsteine- Mikrobrecien zeigen - mit starken Variationen hinsichtlich der quantitativen Zusammensetzung im Detail - in einer vermutlich detritären Grundmasse aus Karbonat, Quarz, Sericit und etlichen Feldspäten einen mehr oder wenig gut gerundeten Grobdegrit von Quarz, Quarziten und Karbonatgesteinen sowie einigen Plagioklasen. Vor allem rhomboedrisch- idiomorphe Karbonatkörner weisen bereits auf Kristallisationsumsätze hin, insgesamt zeigen aber die Karbonate eine deutlich geringere druckmetamorphe Überprägung an als in den grauen Bündnerschiefern. Charakteristisch ist bei vielen Karbonat- (-gesteins) -gerollen und -körnern eine limonitische Umkrustung bis Durchdringung, die diesen Gesteinen ihre auffällige rotbraune Farbe verleiht. Die orogene Natur dieser Serie wird unterstrichen durch zahlreiche eingeschaltete Konglomeratlagen und -linsen sowie eingestreute, bis mehrere Meter große Blöcke von Kalken, Dolomiten und selten einigen anderen Ge-

steinen, die als Olistholithe von einer nahen Küste gedeutet werden. Die Grobkomponenten dieser Breccien bis Konglomerate sind meist einige mm bis mehrere cm groß, in einzelnen Vorkommen erreichen die Gerölle 1 bis über 2 dm Durchmesser (z.B. N Fiss, Linse am linken Ufer des Gmairerseeabflusses in ca. 2600 m SH.). Die meisten Breccien- und Konglomeratgerölle sind Kalke und Dolomite, die bisweilen (leider nicht näher bestimmbare) Fossilstrukturen zeigen (? Ostracoden - Foraminiferen?); seltener sind div. Phyllite und Quarzite als Grobkomponenten zu finden (typischer Ladiser Quarzit z.B. im Grobkonglomerat N Fiss), sehr selten, aber wichtig helle, ?vergrünte Granit (gneise) (Grobkonglomerat am Pfundser Ochsenberg, in größerer Zahl in der groben Linse N Fiss, vereinzelt in einer Konglomeratlinse S des Beutelkopfes sowie in einer Lage am Kamm W des Schlantekopfes SE Fendels). Die Komponenten der Sandsteine, Breccien und Konglomerate weisen auf eine nicht allzu weit entfernte Schwelle mit einer Bedeckung aus Permoskyth- Quarziten und umfangreichen ?Trias-Kalk- Dolomitfolgen hin.

Weitere wichtige Gesteine der bunten Bündnerschieferfolge sind grüne, oft fleckig gelbgrüne Phyllite, die meist als dünne Schichten und Überzüge der sandigen Schiefer, seltener als etwas dickere, selbständige Lagen auftreten. Im Schliff erkennt man, daß diese i.a. sehr feinkörnigen Gesteine vor allem aus Quarz, Sericit und Chlorit (ein eisenreicher ?Klinochlor) bestehen.

Schließlich vervollständigen noch einige geringmächtige Lagen heller bis blaßgrüner, detritärer Quarzite sowie einige untypische, eher helle Kalk-Quarzschiefer die Gesteinspalette der bunten Bündnerschieferserie, deren primäre Mächtigkeit mit 50 - 100 m angenommen wird.

Da auch in der Prutzer- Tasnaserie den bunten Bündnerschiefern überaus ähnliche Flyschserien auftreten, im Handstück die Gesteine dieser beiden Flyschfolgen fast nie mit Sicherheit unterschieden werden können, soll die für diese höhere Flyschserie aus weiter unten dargelegten Gründen erfolgte Einstufung: oberste Kreide - Alttertiär, auch auf die bunten Bündnerschiefer übertragen werden, weil in diesen selbst alle brauchbaren Fossilfunde fehlen.

2.1.5. Graue - blaßbunte Phyllite

Glatte oder feinrunzelige, graue bis blaßbunt gefärbte, kalkfreie Phyllite bilden teilweise mehr oder

weniger selbständige, bis über 10 m mächtige Lagen, innerhalb welcher die grauen und bunten Bündnerschiefer nur untergeordnet auftreten; z.T. treten diese Phyllite als dünne Lagen und schichtparallele Überzüge innerhalb der grauen wie der bunten Bündnerschiefer auf. Da sich diese Phyllite überdies häufig im Grenzbereich graue - bunte Bündnerschiefer finden, zeigen sie meiner Ansicht nach den sedimentären wie auch stratigraphischen Übergang zwischen diesen beiden Schieferkomplexen an - eine tektonische Abtrennung der flyschartigen bunten Bündnerschiefer ist somit nicht möglich.

2.2. Die Schichtfolgen der Randbereiche (Prutzer Serie - Tasna Serie)

Da der Verfasser vor allem auf Grund des Geländebefundes annimmt, daß die Prutzer Serie seitlich in die Tasna Serie übergeht, nur ein teilweiser lateraler Fazieswechsel der Sedimente erfolgt, und darüber hinaus auch die Abtrennung einer höheren Randeinheit in diesem Gebiet (Arosazone, Flysch mit Olistholithen, subsilvrettide Schürflinge) ablehnt, wird hier die Schichtfolge der gesamten Randzone in einem besprochen. Die Verhältnisse im Gebiet von Nauders werden - da von mir persönlich im Detail nicht bearbeitet - gesondert kurz erwähnt.

2.2.1. Quarzphyllit

Ein völlig fossilleerer, schwärzlich- grauer, grünlicher oder teilweise bräunlich verfärbter Quarzphyllit, der teilweise neu gesproßten Chlorit (wahrscheinlich ein Mineral der Leptochlorite) enthält; Hellglimmer wie Chlorit sind z.T. posttektonisch gesproßt. Teilweise handelt es sich bereits um Glimmerschiefer.

Obzwar diese Quarzphyllite vielfach deutlich die Basis der Prutzer Serie bilden, sind sie sehr häufig mit dem stratigraphisch hangenden → Ladiser Quarzit so eng und mehrfach vermischt und verschuppt, daß eine getrennte Ausscheidung im Kartenmaßstab nicht möglich war.

Da ein direkter Altershinweis fehlt, wird für diese kristalline Serie auf Grund regionaler Vergleiche ein ?(alt-) paläozoisches Alter angenommen. Die Mächtigkeit kann nur sehr ungefähr mit 10 - 30 m angegeben werden.

2.2.2. Eisendolomit

An mehreren Stellen finden sich innerhalb des basalen Zuges aus Quarzphyllit und Ladiser Quarzit Eisendolomite in Blöcken und Schollen von wenigen dm Durchmesser bis über 350 m Länge (Rotenstein auf der Komperdellalpe). In einigen dieser Eisendolomitblöcke und -schollen treten auch spurenhafte bis relativ ausgedehnte Cu- Sb- Hg- Ag- Co- Vererzungen auf, die auf der Masneralm beschürft und am Rotenstein bergmännisch abgebaut wurden (näheres Kap. 8). Altershinweise für diese Eisendolomite fehlen bis heute; für Eisendolomite am E-Ende des Tauernfensters wurde durch Conodonten ein oberes Silur (Ludlow) nachgewiesen (SCHÖNLAUB et al. 1976). Wenngleich diese Eisendolomite in der unterostalpinen Katschbergzone liegen, so ähneln sie äußerlich überaus jenen in der Prutzer Serie und enthalten gleichfalls z.T. Vererzungsspuren; ein vorsichtiger Vergleich der beiden Eisendolomitvorkommen ist daher doch nicht ganz von der Hand zu weisen. Ob diese Eisendolomite die Reste eines einst durchlaufenden Horizontes oder Olistholithe sind (wie MEDWENITSCH vermutete), ist unklar; sie finden sich jedenfalls nur im Abschnitt zwischen Prutz im NE und der Masneralm im SW.

2.2.3. Ladiser Quarzit

Der eigentliche Ladiser Quarzit ist eine Folge metamorpher Quarzsandsteine bis -konglomerate von heller, schmutzigweißer - grünlicher Farbe; gegen SW zu treten auch rötliche Gerölle auf. Begleitet werden diese Quarzite von reichlich violetten, grau-violetten und grünen Quarzphylliten (die sich aber vom paläozoischen Quarzphyllit unterscheiden) sowie ganz selten von dünnen Eisenkarbonatlagen. Fossilfunde fehlen; primäre Mächtigkeit: wahrscheinlich einige Zehnermeter.

2.2.4. Trias - ? Jura

In verschiedenen tektonischen Positionen innerhalb der Randbereiche treten in zahlreichen isolierten, kleineren und größeren Vorkommen verschiedene Kalke, Dolomite und dunkle Tonschiefer auf. Vor allem größere Schollen bestehen teilweise aus mehreren Schichtgliedern (oberhalb Kauns, Entbruck bei Prutz, oberhalb Fiss, Urgenebnerbach- Falterjöchl, Frudigerkopf); MEDWENITSCH (1953) hat - aus den Kalkalpen kommend - Muschelkalk, karnische Tonschiefer, Raibler Schiefer, Hauptdolomit

und Rhät- ?Lias- Kalk unterschieden, allerdings rein nach dem Aussehen und ohne Fossilien. Manchmal bildet aber auch ein einziger Gesteinstyp eine riesige Scholle (Untergufer - Mairenbüchel). Die Mächtigkeit der Trias kann in einzelnen Vorkommen mehrere hundert Meter erreichen.

2.2.5. Lias

Im Gebiet der Fließer Stieralm setzt gegen SW hin ein Zug von Gesteinen ein, die im gesamten Unterengadiner Fenster bisher die meisten und besten Fossilien geliefert haben und insgesamt als Steinsberger Lias zusammengefaßt wurden. Hauptgesteine sind \pm massige helle, z.T. etwas rötliche Kalke, dünnebankte spätige Krinoidenkalke und dunkle Tonschiefer.

In einer Kalklage (am S- Rand des Kartenblattes) fand THUM eine Brachiopodenlage, aus welcher D. PEARSON / London bestimmte: *Cuneirhynchia cf. persinuata* (RAU); *Lobothyris punktata* (SOWERBY); *Cirpa pronto* (QUENSTEDT); *Priorhynchia sp.*; *Spiriferina pinquis* ZIETEN; *Zeilleria subdigona* (OPPEL).

PEARSON leitete aus dieser typisch "germanischen" Vergesellschaftung einen Lias γ - δ ab.

In einer knapp darunter befindlichen Lage fanden sich schlecht erhaltene Ammoniten, Belemniten und Krinoidenstielglieder. F. HÖLDER /Münster bestimmte davon: *Arnioceras*; *cf. Epophioceras*; *Belemnites cf. acutus* MILL.; *Apocrinus*. HÖLDER hielt ein Sinemurien (Lias α_3 - β) für wahrscheinlich (THUM 1970)

Ein neuer Fund von Mikrofossilien gelang dem Verfasser S des Martinskopfes, wo in vielen kleinen Schollen und Blöcken ein eigentlich untypischer grauer, braun anwitternder Kalk auftritt. Im Schlift sind zahlreiche Mikroorganismenreste zu erkennen, von welchen R. OBERHAUSER neben etlichen Echinodermenresten *Lingulina*, *Nodosaria* sowie in einem Ooidkern eine *Involutina liassica* (JONES) bestimmen konnte; er hält damit Lias - Alter für gesichert. Auf den Schichtflächen der Krinoiden- Spatkalke finden sich immer wieder, manchmal sogar gehäuft, Belemniten. Maximale Mächtigkeit rund 10 - ? 20 m.

2.2.6. Neokomschiefer

Lediglich auf Grund ihrer Stellung im Gesamtprofil hat CADISCH (1941) eine Folge verschiedener grauer, quarzitischer - karbonatischer, schwächst

phyllitischer Schiefer als Neokomschiefer ausgeschieden; sie gleichen völlig den grauen Bündnerschiefern und wurden auch von HAMMER als solche auskartiert. Ein direkter Altersnachweis in den eigentlichen Neokomschiefern gelang auch THUM und dem Verfasser nicht.

Mächtigkeit: mehrere Zehnermeter.

2.2.7. Tristelschichten

Wiederholt treten als geringmächtige Einschaltungen in den Neokomschiefern meist relativ massige Crinoidien- Mikrobrecien auf. Sie erinnern im Schliffbild (neben Karbonatgesteinsgeröllen enthalten sie auch detritären Muskovit) sowie durch ihre relative Massigkeit im Handstück sehr an die Sadererjoch- Krinoidenbrecien. Sie finden sich immer wieder zwischen der Fließer Stieralm und Bad Obladis innerhalb des Neokomschieferzuges. Aus einer Mikrobrecie THUM's konnte E. KRISTAN TOLLMANN bestimmen: *Calpionella cf. alpina* LORENZ; *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU); *Calpionella elliptica* CADISCH; *Crassicollaria massutiniana* (COLOM); *Globochaete alpina* LOMBARD; *Pattelloides juvavica* LEISCHNER; Krinoidenstielglieder, Seeigelstacheln. Da sich die Fossilien in interklastenartigen Komponenten des Gesteins fanden, kann auf ein posttithones Alter, also Neokom oder jünger, geschlossen werden. Es erhebt sich aber die Frage, ob diese "Tristelbrecien" tektonische Einschaltungen in den Neokomschiefern sind oder überhaupt Teile letzterer als Ganzes als Tristelschichten angesehen werden müssen - auch in der Sadererjochserie treten ja zwischen den Typusgesteinen ganz "normale" graue Bündnerschiefer auf.

2.2.8. Couches rouges

An mehreren Stellen (SE Schönjöchel, S Planskopf, N Arrezjoch) konnte der Verfasser helle, dünngeschichtete, z.T. verfaltet, insgesamt aber oft massige Felsen aufbauende Kalkschiefer- Schieferkalke mit hellgrünen Phyllit - bzw. Chlorit- Sericitbelägen auf den Schichtflächen auskartieren. Sie treten oft im Verband mit Neokomschiefern auf, gleichen aber diesen durchaus nicht, noch gehören sie zu den höheren Flyschschiefern. Es ist denkbar, daß sie als wenig typische Vertreter der Couches rouges anzusehen sind. Das Alter wäre demnach obere Kreide - ?Alt- Tertiär. Mächtigkeit: knapp 10 m.

2.2.9. Höhere Flyschschiefer

Als jüngstes Schichtglied der Prutzer- und Tasnaserie des nordöstlichen österreichischen Fensteranteiles ist eine Folge von hellen, blaß bis intensiv bräunlich verfärbten, sandigen Schiefen - Mikrobrecien sowie grünen Phylliten anzusehen. Sie enthält - wie die bunten Bündnerschiefer - auch Konglomerate und Breccien (darunter am Arrezjoch sogar eine Arkose) sowie Grobbleckeinstreuerungen. Die Gesteine dieser höheren Flyschschiefer lassen sich von den bunten Bündnerschiefern i.a. weder im Handstück noch im Schliff unterscheiden. Auch Schwermineraluntersuchungen ergaben keine Unterscheidungsmöglichkeit (Überwiegen des idiomorphen gegenüber dem gerundeten Zirkon; THUM 1970). Da sie nach Ansicht des Verfassers über den Couches rouges folgen, diese und das Gault vielleicht aber auch teilweise vertretend, wird als Alter dieser Schichten oberste Kreide - ?Tertiär angenommen (Fossilfunde fehlen). Primäre Mächtigkeit: wahrscheinlich zwischen 50 und 100 m.

2.2.10. Graue bis blaßbunte Phyllite

Wie im tieferen Penninikum treten auch im Randbereich derartige Phyllite in eher geringer Menge auf, die sowohl mit den ?Neokomschiefern und/oder ?Tristelschichten wechsellagern.

2.2.11. Grüngesteine

Grünschiefer, Diabase und Serpentinite
Verschiedenartige Ophiolithe treten in den Serien der Randbereiche mehrfach innerhalb verschiedener Schichtglieder auf; meist handelt es sich nur um kleine Vorkommen (Ausnahme: der relativ große Ophiolithkörper N des Oberen Malfragkopfes). Am Arrezjoch tritt geringmächtig ein Mandelgestein auf.

2.3. Gips

An zahlreichen Stellen findet sich im gesamten NE-Teil des Unterengadiner Fensters Gips in kleinsten bis etwas größeren Vorkommen. Er tritt einerseits sowohl in den tieferen zentralen Schichtfolgen wie auch in den Randbereichen auf, andererseits sowohl im Kontakt mit Permoskyth und Triasgesteinen als auch inmitten jüngerer Schiefererrien - ein unterschiedliches Alter der verschiedenen Gipse schien durchaus denkbar, ja sogar wahrscheinlich. An vier Proben aus verschiedenen geologischen Positionen

wurden 1986 über Vermittlung von HR SCHROLL im Labor des Geotechnischen Institutes am Arsenal S- Isotopenbestimmungen durchgeführt, die - etwas unerwartet - übereinstimmend ein Mittel- bis Obertriasalter für die Gipse ergaben. Diese Sedimente waren also überaus mobil, die einzelnen Vorkommen sind im nordöstlichen Fensteranteil maximal einige Meter mächtig und bis einige Zehnermeter lang.

3. Vergleich der Schichtfolgen

Vergleicht man die Serien und Gesteine im NE- Teil des Unterengadiner Fensters mit jenen am W- Rand (Idalpe- Fimbertal) und im SW- Teil des Fensters, so fallen in drei Punkten die Unterschiede deutlich auf:

- 1) sind die Gesteine im NE deutlich stärker metamorph, auch in den Randbereichen;
- 2) fehlen - wahrscheinlich durch die stärkere Umwandlung - vor allem in den Schiefem im NE fast alle Mikrofossilien (Ausnahmen: Krinoidenmikrobreccien der Sadererjochserie im tieferen Penninikum - hier aber meist sehr schlecht erhalten; die ?Tristelschichten in der Prutzer-Tasna-Serie);
- 3) fehlt im NE sicher ein Teil der im W und SW nachgewiesenen Schichtgliedern - von der Kristallinbasis bis in die obere Kreide. Es fehlen im NE der "Tasna- Granit" + Nebengesteine und die Malmkalke; Tristelschichten (Urgo- Aptien), Gault und Couches rouges sind nur mit großen Fragezeichen und - wenn überhaupt - stark reduziert vertreten (CADISCH 1941, 1951, 1963). Sicherlich nicht in den nordöstlichen Randbereichen vertreten sind verschiedene Schiefergesteine, die sich in den höheren Einheiten im Bereich der Idalpe fanden und auch durch Fossilfunde einstufen ließen, z.B. Idalpensandstein und Gaultsandstein, auch der bunte Keuper fehlt. Tristelkalkschichten und die Couches rouges sowie der Lias sind auf der Idalpe viel umfangreicher ausgebildet und auch gut fossilbelegt. Der Höllentalflysch entspricht wohl den bunten Bündnerschiefem, ist aber fossilbelegt.

Der Lias tritt erst im äußersten SW des österreichischen Fensteranteiles auf, hier allerdings mit relativ guter Fossilführung. Dafür findet sich der paläozoische Quarzphyllit an der Basis der Prutzer Serie ge-

gen SW hin nur bis zur westlichen Fließeralm; der Ladiser Quarzit als geschlossener Zug gegen SW ebenso weit, von hier mit Unterbrechungen aber wenigstens noch bis S der Idalm. Im Abschnitt 6 sollen noch weitere Argumente für die Auffassung des Verfassers angeführt werden, daß Tasna und Prutzer Serie trotz der angeführten Unterschiede in den Schichtfolgen zusammengehören, und nur ein teilweiser seitlicher Fazieswechsel vorhanden ist.

Abschließend seien noch einige Vergleiche des nordöstlichen Unterengadiner Fensters mit dem Prätigauer Halbfenster gestattet. Vergleicht man die zentralen penninischen Gesteinsserien des Unterengadiner Fensters mit der Masse der Bündnerschiefererien des Prätigau, so erkennt man zweifellos in beiden Gebieten viele ähnliche flyschartige und orogen geprägte Gesteine, wobei freilich im Prätigau die jüngeren Anteile durch Fossilfunde altersmäßig fixiert und gut gegliedert werden konnten. Ohne Fossilfunde würde man wahrscheinlich diese jüngeren, besonders stark durch Breccien, Sandsteine, Tonschiefer und mergelige Kalke gekennzeichneten Folgen (Pfvigrat- bis Ruchberg-Serie) in Summe etwa mit den bunten Bündnerschiefem vergleichen, die älteren Folgen mit dem Komplex der grauen Bündnerschiefer, wie dies auch STAUB getan hat (NÄNNY 1946), und zwar (nach Meinung des Verfassers) die Klus- Serie mit den eigentlichen grauen Bündnerschiefem, die tonschieferreiche Valzeina- Serie mit den Tonschiefem der Sadererjochserien und die Sassauna- Serie mit den ?Tristelfeinbreccien und dem ?Gault- Quarzit der Sadererjoch- Serie. Bei den höheren, deutlich orogen- klastischen Gesteinen fällt die fehlende bis schlechte Rundung des Grobdetritus in den Prätigau- Gesteinen im Gegensatz zur meist mehr oder weniger guten Rundung in den Sandsteinen bis Feinbreccien des Unterengadiner Fenster auf (vgl. Fig. 21 - 40 in THUM & NABHOLZ 1972).

Auch hinsichtlich der Schwerminerale sind bemerkenswerte Parallelen vorhanden: ebenso wie die bunten Bündnerschiefer zeigen die oberkretazischen Gesteine des Prätigau ein Vorherrschen des idiomorphen gegenüber dem gerundeten Zirkon; das gleiche ist freilich auch bei der Sassauna und Valzeina- Serie der Fall, während die von mir damit gleichgesetzte Sadererjoch- Serie ein deutliches Überwiegen der gerundeten Zirkone zeigt. In der Klus- Serie schließlich zeigt sich durch etwa gleiche Anteile von idiomorphen und gerundeten Zirkonen

eine Annäherung an die graue Bündnerschiefer Hinsichtlich Turmalin, TiO_2 und Apatit ergaben sich keine signifikanten Unterschiede zwischen Prätigau und Unterengadiner Fenster (THUM 1970, THUM & NABHOLZ 1972).

Vergleicht man die Schichtfolgen von Prutzer (und Tasna-) Serie im Unterengadiner Fenster mit der Falknis- und Sulzfluhdecke im Prätigau, so sind die Oberkreide- Folgen ähnlich, wenn auch im Prätigau zum Teil bedeutend mächtiger. Demgegenüber fehlen den mittelpenninischen Prätigau- Einheiten der paläozoische Quarzphyllit der Prutzer- Serie völlig, während die Granitbasis, der Permoskyth- Quarzit sowie die gesamte Trias wesentlich reduziert sind. Ein wesentlicher Unterschied ist aber das völlige Fehlen der im Prätigau so mächtigen Malm- sedimente (-200 m Sulzfluhkalk, -350 m Falkniskalk und -breccien) im NE- Teil des Unterengadiner Fensters (bzw. ein relativ geringmächtiger Malm im SW).

4. Gedanken zum Ablagerungsraum

Hinsichtlich der Ablagerungsverhältnisse steht es wohl zweifelsfrei fest, daß die gewaltigen Schiefermassen des zentralen Fensterbereiches (graue Bündnerschiefer) in einem ausgedehnten, tiefen Meerestrog mit einem neugebildeten Ozeanboden (dem keine älteren Sedimente auflagen) sedimentiert wurden. Gegen S schloß sich eine Schwelle mit Kristallin (Granit + Begleitgesteine, paläozoischer Quarzphyllit), Quarzit und eher mächtigen Kalk- Dolomit- Tonschiefer- Sedimenten an; nur von dieser Schwelle können die großen Karbonat-, Quarz- und Tonschlammassen stammen, die wir heute in den grauen Bündnerschiefern metamorph vorfinden; diese Sedimente reichten - wenn auch stark reduziert - bis in den eigentlichen Schwellenbereich. Während mit verstärkter orogener Heraushebung der Schwelle (ab der austrischen Phase) die Materialzufuhr in den penninischen Trog relativ plötzlich wesentlich verstärkt wurde (bunte Bündnerschiefer), entstanden im stark gegliederten Schwellenbereich einige Zeit hindurch differenzierte Schichtfolgen, ehe die einheitliche Flyschsedimentation der bunten Bündnerschiefer auch auf den Schwellenbereich übergriff (höhere Flyschschiefer), auf dem aber trotzdem noch Insel (-ketten) über den Wasserspiegel ragten, von deren Steilküsten Olistholithe einglitten. Der hohe Anteil an Karbonatdetritus in

den jüngeren Flyschserien weist auf ein relativ nahes Liefergebiet, die meist relativ gute Rundung auch der mm- kleinen Körner auf fluviatilen Transport in eher langsam fließenden Gewässern hin. Noch nicht näher untersucht und geklärt ist die Herkunft der relativ reichlichen Eisen- bzw. Limonitmengen in den bunten Bündnerschiefern; als Gedanke des Verfassers: Abtransport lateritischer Böden am verbliebenen Festland und Ausfällung in Küstennähe.

Zur Frage, ob die Masse der Sedimente des Penninikums im nord- oder südpenninischen Trog (Valais- oder Piemontais- Zone) abgelagert wurde, möchte ich aus der Begrenztheit meines Arbeitsgebietes nur die Überlegung festhalten, daß das vermutliche stratigraphische Hinaufreichen der bunten Bündnerschiefer bzw. der höheren Flyschschiefer der Randbereiche bis ins Alt- Tertiär sicher auf ein sehr spätes Zuschieben sowohl des Haupttroges wie auch des südlich anschließenden Schwellenbereiches hinweist, was wohl für einen Ablagerungsraum Valais- Trog und Brianconnes- Schwelle spricht. Es sei aber auch darauf hingewiesen, daß es in den hangendsten Penninikumsanteilen am SE- Ende des Tauernfensters Gesteine gibt, die unglaublich an graue Bündnerschiefer gemahnen; auch der schon erwähnte Eisendolomit in der Katschbergzone sei nicht vergessen.

5. Die Lagerungsverhältnisse

Die Gesteinsmassen des Unterengadiner Fensters bilden heute eine etwa NE - SW - streichende Antiklinale, deren Achse im NE den Talboden etwa zwischen Tösens und Ried in sehr spitzem Winkel quert. Westlich des Antiklinalscheitels zeigen die Schichten das dem Großbauplan entsprechende durchschnittlich NW- bis NNW - gerichtete Einfallen. Anders hingegen sind die Verhältnisse am NE- Ende sowie auf der E- Seite der Fensterantiklinale. Die einzelnen Gesteinszonen bzw. tektonischen Einheiten streichen keineswegs um das NE- Ende des Fensters konzentrisch herum auf die E- Seite, sondern sie wurden entlang des E- Randes abgequetscht (höhere Anteile) bzw. enden die bunten Bündnerschiefer der → Pfundser Serie etwa 10 km S des Kaunertales ziemlich unvermittelt (Pleiskopf E Übersaxen). Man gewinnt den Eindruck, als sei hier entlang einer mit dem östlichen Fensterrand in

etwa zusammenfallenden Störung das W derselben gelegene Gebirge (also die Serien des Unterengadiner Fensters) gegen NE verschleppt worden. Östlich des Inns zeigen die Schichten vielfach ein durchschnittlich E - W verlaufendes Streichen, das nach dem Großbauplan zu erwartende Einfallen gegen E - SE ist in weiten Bereichen nur selten, verbreiteter mit Annäherung an den Kristallinrand anzutreffen. Offenbar haben sich hier bei der jungen Aufwölbung im Miocän (TOLLMANN 1977) im Druckschatten der neugebildeten Antiklinale alte Strukturen erhalten. Ähnliches deuten wahrscheinlich auch E - W und SE - NW - streichende Kleinfaltenachsen an.

Am NE- Ende des Fensters, wo man eigentlich entsprechend einem peripheren Abtauchen der Schichten ein Einfallen derselben gegen NW über N bis NE und E erwarten würde, ist in Wirklichkeit hauptsächlich ein WSW - ENE -, W - E- bis NW - SE- Streichen zu beobachten; das Einfallen der Schiefer gegen E - SE tritt vergleichsweise zurück und ist überdies vermutlich teilweise auf junge Querstörungen zurückzuführen. Mehrfach konnten vom Verfasser solche junge Verwerfungen auskartiert werden, die in den Randbereichen des Unterengadiner Fensters normal bis schräg zum Kristallinrand bzw. zum Streichen der Gesteinsfolgen verlaufen und an welchen Versetzungsbeträge bis zu mehreren hundert Metern beobachtet wurden. Das Nicht- Erkennen solcher Querverwerfungen hat HAMMER zu einigen Fehldeutungen veranlaßt (z.B. Dolomitschollen im Kristallin bei Asters, angebliche Verdoppelung der Eisendolomitschollenreihe W des Kölnerhauses).

Auf die gefügekundlichen Detailarbeiten von MATTMÜLLER (1991), der u.a. Unterschiede zwischen den einzelnen tektonischen Einheiten herausgearbeitet hat, kann aus Platzgründen im Detail nicht eingegangen werden. Es seien nur einige Anmerkungen gestattet:

- 1) hätte es der Verfasser für richtig gehalten, erst nach einer geologischen Detailkartierung den Versuch solcher gefügekundlichen Differenzierungen der einzelnen Zonen zu unternehmen;
- 2) läuft der Rand des Silvrettakristallins keineswegs parallel zu den Gesteinszonen; die Detailkartierung einzelner Gesteinslagen läßt erkennen, daß diese an einer Stelle unmittelbar an das Kristallin stoßen, andernorts aber durch überlagernde

andere Schichten von wechselnder Mächtigkeit vom Kristallin getrennt sind;

- 3) wurden die liegenden penninischen Serien diskordant vom Kristallin überschoben (was zumindest eine beginnende Aufwölbung wahrscheinlich erscheinen läßt), wobei die liegenden, weichen Schiefer unverändert blieben, das überlagernde, viel festere Kristallin aber an seiner Basis zu einem Ultramylonit wurde;
- 4) tauchen die einzelnen Zonen am NE- Ende des Fensters keineswegs in voller Breite unter das Öztalkristallin, sondern keilen (?tektonisch) vorher fast völlig aus (das Bild einer Übersichtsskizze täuscht, man muß die einzelnen Gesteine und Zonen im Detail verfolgen!).

6. Tektonische Aufgliederung und Entwicklung der Serien

Umstritten ist auch die tektonische Aufgliederung des Unterengadiner Fensters, da die verschiedenen Autoren z.T. unterschiedliche Gesteine bzw. -serien zu tektonischen Einheiten zusammenziehen oder voneinander trennen.

TRÜMPY (1972) unterschied (vom Liegenden zum Hangenden):

- | | | |
|--------------------------------------------------|---|-----------------------------------|
| 1) Bündnerschiefer des Fensterinneren | } | TIEF-PENNINIKUM |
| 2) Schuppenzone Roz- Champatsch | | |
| 3) Schuppe von Ramosch | | |
| ----- | | |
| 4) Tasna Decke | } | HOCH-, EV. AUCH MITTEL-PENNINIKUM |
| 5) ?Arosa- Zone | | |
| 6) Stammerspitz- Schuppe =?Unterostalpin | | |
| 7) Oberostalpine Decken (Kristallin + Sedimente) | | |

Nur teilweise ähnlich untergliederte R. OBERHAUSER (1980):

- 1) Pfundser Serie;
- 2) Stammerspitz-Schuppe (Unterostalpin);
- 3) Zone von Roz-Champatsch- Pezid;
- 4) Prutzer Zone;
- 5) Ramoscher Zone;
- 6) Tasna-Decke;
- 7) Arosa-Zone;
- 8) Subsilvrettide Schürflinge;
- 9) Silvretta- bzw. Ötztaleinheit.

Wesentlich einfacher untergliederte CADISCH (1968):

- 1) penninische Bündnerschiefer des Fensterinneren;
- 2) Zone Rozschiefer= Zone von Champatsch;
- 3) Stammerspitz-Decke (?ostalpin - ?penninisch);
- 4) Tasnadecke (incl. Prutzer Serie und tektonisch selbständigem Flysch);
- 5) Silvretta- (Scarl-) Decke.

MEDWENITSCH, THUM und UCIK haben im NE- Teil des Unterengadiner Fensters seit rund 40 Jahren ganz einfach untergliedert:

- 1) Pfundser Serie;
- 2) Pezid Serie;
- 3) Prutzer Serie;
- 4) Tasna Serie;
- 5) Ostalpines Kristallin.

Vergleicht man diese tektonischen Gliederungen, so erkennt man sofort, daß die Stellung der mächtigen Trias- Scholle der Stammerspitz und die der Ramoscher Zone sowie das Verhältnis von Tasna-Decke zur Prutzer Serie umstritten sind.

Aber auch die Abgrenzung der einzelnen Zonen ist strittig. So wird von CADISCH und TRÜMPY, sowie abschnittsweise auch von OBERHAUSER die Liegendgrenze der Zone von Champatsch- Pezid mit den tiefsten bunten Bündnerschiefern gezogen, TRÜMPY rechnet auch die Sadererjochserie dazu; demgegenüber hielten MEDWENITSCH, THUM und UCIK einen Teil der bunten Bündnerschiefer sowie die Sadererjochserie für Bestandteile der tieferen Pfundser Serie und sahen die Basis der höheren Pezidserie durch Permoskyth-Quarzit sowie etliche Triasschollen markiert.

Die Basis der Prutzer Serie bzw. der Tasna Serie im SW des österreichischen Fensteranteiles ist durch paläozoischen Quarzphyllit + Ladiser Quarzit bzw. Triasschollen sehr deutlich gegeben. Insgesamt ist dieser Randbereich im nordöstlichen Fensteranteil ein Bereich vielfältiger und wirrer Verschuppungen, in dem aber doch - wie die Detailkartierung zeigte - verschiedene Gesteinszonen über weite Strecken hin durchstreichen, wenn auch z.T. mit Unterbrechungen und Verstellungen (z.B. der Neokomschieferzug von der Landesgrenze im SW gegen NE bis zum Inntal oder der Hauptzug der höheren Flyschschiefer von der Grenze gegen NE bis zum Kaunertal, beide quer über die Grenze zwischen den beiden Serien in OBERHAUSER's Skiz-

ze /1980). Der Verfasser glaubt auch aus diesem Grund, daß Prutzer Serie und Tasnaserie zusammengehören; auch die Abtrennung höherer Anteile der Prutzer Serie am NE- Ende des Unterengadiner-Fensters als Arosazone und subsilvrettide Schürflinge hält er nicht für gerechtfertigt, da sich die Gesteine dieses Bereiches nicht grundsätzlich von den tieferen Anteilen der Prutzer Serie unterscheiden. Ähnliches gilt auch für das höhergelegene Gebiet der Fließ Stieralm, wo OBERHAUSER nur den Liaszug der Tasnadecke zuweist; hier ist wohl nur der relativ mächtige mächtige Diabas- (Serpentin-) Stock am Kamm N des Oberen Malfragkopfes als Bestandteil der Arosazone anzusehen, die anderen Schiefer gehören sicher zur Tasna-Prutzer- Serie.

Die gesamte Prutzer- Tasna- Serie besteht aus mehreren gestapelten Schuppen, von welchen auch die höheren immer wieder Ladiser Quarzit, paläozoischen Quarzphyllit, höhere Flyschschiefer und Triasschollen enthalten. An einigen Kalk- und Dolomitlinsen am Kristallinrand ist auch zu sehen, daß noch andere Schiefergesteine in ihrem Hangenden auftreten.

Die tektonische Abtrennung der Pezidserie von der liegenden Pfundser Serie, die jahrzehntelang problemlos durch Ladiser Quarzitspäne bzw. Triasschollen gegeben erschien, ist nach nunmehriger Meinung des Verfassers ein zumindest offenes Problem. Im Gebiet der Masneralm ist mehrfach paläozoischer Quarzphyllit + Quarzit von der Basis der Prutzer Serie bis weit hinab in den Bereich der bisher abgetrennten Pezidserie tief eingeschuppt. Andererseits läßt sich abschnittsweise die Liegendgrenze der Pezidserie nur mit viel Vorbehalt festlegen, weil die genannten Deckenscheider fehlen, kein mächtiger Zug grauer Bündnerschiefer als Basis vorhanden ist, die Pezidserie extrem auf eine einzige Lage grauer Bündnerschiefer reduziert wäre u.a.m. (z.B. am Minderskopfkamm, Lazidrücken usw.). Es wird daher die Vorstellung entwickelt, daß während der alpidischen Subduktion (?mittelalpidische Phasen) des Bereiches der Brianconnes- Schwelle die kristalline Basis derselben samt den verschiedenen auflagernden Sedimenten nicht nur zu einer komplizierten tektonischen Melange vermennt wurde, die heute als Prutzer- Tasna- Serie vorliegt, sondern auch einzelne ältere (vielleicht auch jüngere) Sedimentspäne abgesichert und relativ oberflächlich an verschiedenen Stellen in die tieferen, nördlicheren

Sedimentmassen hineingepreßt wurden, wo sie nun Deckenscheider zu sein scheinen. Die Grenze zwischen den härteren grauen Bündnerschiefern und den weicheren bunten Bündnerschiefern war natürlich eine willkommene Schwächezone für solche Spieße, aber erst dieses Vorstellungsbild vom Eindringen dieser vermutlichen Deckenscheider erklärt, warum einzelne Triasschollen inmitten grauer Bündnerschiefer (z.B. Beutelkopf) oder im Liegenden bunter Bündnerschiefer (am Hang westlich oberhalb Ried) auftreten.

Das an Muskowiten aus dem Ladiser Quarzit bei Prutz festgestellte K/Ar- Alter von 32,4 Mio Jahren kann sicher nicht der Aufwölbungsphase, wahrscheinlich aber der Zeit der Subduktion und tektonischen Stockwerksbildung entsprechen. An Muskowiten aus anderen Permoskyth- Quarziten der näheren und weiteren Umgebung, aber in höheren tektonischen Positionen wurden Alter zwischen 65 und über 100 Mio Jahren (in etwa Ober- Kreide) festgestellt - wurde das Unterengadiner Fenster tatsächlich so spät zugeschoben? Weitere tektonisch tiefliegende Permoskyth- Quarzite (Unterostalpin am W- Rand des Tauernfensters) zeigen gleichfalls junge K/Ar- Alter der Muskowite zwischen 13,5 und knapp über 30 Mio Jahren - die Parallelen zum Unterengadiner Fenster sind auffällig; die ganz jungen Alterswerte sind vielleicht doch auf jüngste Aufwölbungsbewegungen des Tauernfensters zurückzuführen (alle Werte THÖNI 1980).

7. Der Raum um Nauders

In dem an sich wichtigen und interessanten Gebiet E bis S von Nauders sind leider weder die tektonischen Verhältnisse wirklich geklärt noch alle Gesteine eindeutig angesprochen. Da der Verfasser hier selbst keine Detailkartierungen durchgeführt hat, verbleibt ihm nur der Versuch, die unklaren Verhältnisse an Hand der vorliegenden Unterlagen darzustellen (HAMMER 1923, THUM 1966, 1970).

Über der Sadererjochserie, die sich hier vom Kristallinrand entfernt, folgt zunächst ein mächtiger Diabasschieferzug (1), über welchem nach HAMMER graue Bündnerschiefer mit Krinoidenbreccien und Quarziten (2) folgen; THUM hat diese Gesteine S von Nauders als fragliche Tristelschichten (2a) ausgeschieden, E des Ortes als normale graue

Bündnerschiefer (2b) - warum? (HAMMER's Ausscheidung der Einlagerungen ist i.a. zuverlässig). Hangend von 2a bzw. in dessen streichender Fortsetzung gegen NE folgt ein (Biotit-) Schiefergneis (3), der E Nauders hangend von 2b liegt (angeblich Ötztalkristallin). Weiter im Hangenden von 2a bzw. 3 liegt S von Nauders ein mächtiger Serpentinzug (4), der aber E des Stillebachtals fehlt. Über (=südlich) dem Serpentin hat HAMMER einen Zug grauer Bündnerschiefer eingetragen (5), die THUM aber als "hornsteinführende Triaskalke" der Ötztaldecke ansprach (5a) und mit Kalken sowie Dolomiten E des Tales (5b), hangend von 3, verband, die auch HAMMER als Hauptdolomit ausschied. Über einem weiteren (Schiefer-) Gneiszug (6) folgt S Nauders wieder eine Triaslinse (7), die auch HAMMER schon kannte und die unter der Hauptmasse des Ötztalkristallins (8) eingeklemmt ist. THUM (1970) hat I sowie 2a + b zur Tasna- Decke gerechnet und spricht beim Serpentin (4) von einer fraglichen tektonischen Stellung. TRÜMPY (1972) hat in diesem Gebiet die Zone von Ramosch und die Tasna- Decke ausgeschieden, ebenso R. OBERHAUSER (1980) (ein eingeklemmtes Permomesozoikum im Kristallin). CADISCH schließlich verzeichnet hier Ophiolithe (ohne Zuordnung), Tasnaserie, Silvretta- Decke + Sedimente sowie Ötztalkristallin. Hier gibt es wohl nur einen Schluß: dieses Gebiet muß neu aufgenommen werden!

8. Lagerstätten und Mineralquellen

Bereits die alte geognostische Karte Tirols (1849) verzeichnet im Bereich des Engadiner Fensters sowie im angrenzenden Kristallin eine ganze Anzahl von Lagerstätten; neuere Bearbeitungen der Lagerstätten dieses Raumes, gibt es von MATTHIAS (1961) sowie VAVTAR (1988). Allerdings liegt die wichtigste Lagerstätte des Tiroler Oberinntales, die Pb- Zn- Ag- Lagerstätte Tösens im Platzer Tal, bereits außerhalb des Unterengadiner Fenster im Ötztalkristallin.

Von den gar nicht so wenigen Lagerstätten innerhalb des eigentlichen Fensterbereiches, die die geognostische Karte verzeichnet, konnte freilich schon MATTHIAS die allermeisten nicht wiederfinden. Einzige wirklich nennenswerte und zumindest in der Vergangenheit auch bergwirtschaftlich bedeutsame Lagerstätte ist der ehemalige Bergbau Rotenstein

auf der Komperdellalpe bei Serfaus. In der größten der vorhandenen Eisendolomitschollen (250 x 120 m, Mächtigkeit min. 150 m) enthalten 5 gangähnliche, erzimprägnierte, durchschnittlich 2 m mächtige Zonen ("Gänge") in 4 Fällen vorwiegend Fahlerz, in einem hauptsächlich Pyrit. Neben dem Ag-führenden Tetraedrit und Pyrit soll auch Kupferkies vorkommen, als Gangart sind Quarz, Dolomit und Eisenkarbonate zu nennen. Der Bergbau wurde schon im 15. Jh. betrieben, wobei die Erze in einer Hütte zu Urgen bei Flies verarbeitet wurden. Nach seiner Einstellung anfangs des 17. Jh. wurden die Gruben 1841 - 1845 vom Geognostisch-montanistischen Verein und zuletzt 1916 - 1925 von der Rotensteiner Gewerkschaft in Imst ohne Erfolg wieder gewältigt. Die Fahlerze treten in Nestern, Schnüren, Kluffüllungen und selten in großen derben Partien auf; sie können - einschließlich Azurit und Malachit - auch im einzigen derzeit befahrbaren Stollen beobachtet werden, wo der Erzgehalt des Ganges angeblich stellenweise 10 % erreicht.

Analysen des geognostisch-montanistischen Vereines ergaben je Tonne Fahlerz 140 kg Cu und 1.406,2 g Ag; in Haldenstücken mit Kupferkies wurde je Tonne Erz ein Gehalt von 22 Kg und 12,75 g Au gefunden (HAMMER 1915). Spätere Analysen des Fahlerzes ergaben 9,8 % Cu, 6,99 % Sb und 680 g Ag je Tonne, sowie Spuren von Au, Pb und Fe.

Zwei weitere, ganz unbedeutende Schurfbaue in Eisendolomiten gibt es auf der Masneralm, von welchen aber nur einer auch Erz in geringen Mengen antraf (Pyrit, Kupferkies, Buntkupfererz, Kupferpecherz, Fahlerz, Safflorit, Speisekobalt, Kobaltblüte, Malachit, ?Azurit und Lepidokrokit; MATTHIAS 1961, HAMMER 1915 und UCIK 1956).

Während im südwestlichen Schweizer Fensteranteil die bekannten Mineralquellen im Raum Schuls-Tarasp im zentralen Fensterbereich (graue Bündnerschiefer) entspringen, treten die verschiedenen Mineralquellen im nordöstlichen Tiroler Fensteranteil durchwegs im Bereich der randlichen Prutzer Serie auf, wobei 4 Quellen im Gebiet von Prutz-Ladis näher bekannt und untersucht sowie teilweise auch balneologisch genützt wurden. Im unmittelbaren Bereich des Hotels Bad Obladis tritt im moränen- und schuttbedeckten Gelände ein erdalkalischer Säuerling aus; er enthält u.a. 4,1 ppm Na; 7 ppm K; 482 ppm Ca; 58 ppm Mg; 210 mg/kg SO_4 ; 112 mg/kg HCO_3 ; 5,1 ppm Sr; 0,05 ppm Li. Ge-

samtmineralisation: fast 2.000 mg/l; Trockenrückstand: 1070 - 86 mg/kg; Quellschüttung: ca. 4 m³/d. Der übernormale Li- sowie der hohe Sr- Gehalt sind bemerkenswert. Die Quelle wurde angeblich schon zu Beginn des 13. Jh. entdeckt und seitdem für Bäder genützt, zeitweilig auch in Flaschen versandt (MOSTLER 1988, ZÖTL 1993).

Etwa 500 m SSW des Bades tritt im Wald in ebenfalls aufschlußlosem Gelände eine durch S. KAPFER 1825 entdeckte Quelle aus, die sich im Gelände durch roten Eisenockerabsatz an der Austrittsstelle sowie H_2S -Geruch bemerkbar macht. Sie ist noch stärker mineralisiert als jene beim Bad (Gesamt-trockenrückstand: 2.317 mg/kg; Schüttung: 8 - 8,5 m³/d) und enthält u.a. 528 ppm Ca, 97 ppm Mg; 1057 ppm SO_4 ; 712 ppm HCO_3 ; 6,2 ppm Sr; 0,06 ppm Li (MOSTLER 1988).

Im Einzugsgebiet dieser beiden Quellen treten im Untergrund in der Umgebung Triasdolomit, Gips, Neokomschiefer, höhere Flyschschiefer sowie Diabase auf. Verantwortlich ist nach MOSTLER für die hohe Mineralisation vor allem Gipsgebirge.

Zwei weitere, freilich nur niedrig mineralisierte Quellen treten in Ladis aus dem Ladiser Quarzit des Schloßberges aus; ihre Ergiebigkeit ist allerdings gering (2,5 m³/d), ihre Mineralisation ist sowohl für die Bezeichnung "Mineralquelle" wie auch "Schwefelquelle" zu gering (u.a. 11,5 mg/l Na+K; 21, 6 mg/l Mg; 79,6 mg/l Ca; 108,4 mg/l SO_4 ; 227 mg/l HCO_3 ; Gesamtmineralisation: 458 mg/l). Trotzdem wurde auch hier ein Badebetrieb eingerichtet (ZÖTL 1993, Österreichisches Bäderbuch 1928).

Bekannt ist auch ein am Fuße des Quarzitschloßfelsens am linken Innufer bei Prutz-Entbruck austretender Säuerling. Bei einer Gesamtmineralisation von 1229 mg/l enthält das Wasser u.a. 42,9 mg/l Mg; 255,5 mg/l Ca; 281 mg/l SO_4 ; 636,4 mg/l HCO_3 (ZÖTL 1993). Abweichende Werte gibt MOSTLER (1988) an; u.a. 112 ppm Ca; 36 ppm Mg; 123 ppm SO_4 ; 412 ppm HCO_3 ; 6,1 ppm Sr.

Weitere mineralisierte Wässer treten inmitten der durch Moränenmaterial überdeckten Fläche der zentralen Masneralm aus und setzten an mehreren Stellen rotgefärbten Kalksinter bzw. Eisenocker ab. Nach der geologischen Gesamtsituation könnten auch in der Umgebung dieser Quelle Gesteine der Prutzer Serie (Quarzite, Quarzphyllite) im Untergrund anstehen. Nähere Untersuchungen fehlen hier.

9. Hinweise zu Fragen des Glacials, der Landschaft und der Massenbewegungen

Zu diesen Fragen sind aus Raumgründen nur einige Hinweise insoweit möglich, daß die Landschaft besser verstanden werden kann.

Während der letzten Eiszeit war das Inntal von einem mächtigen Gletscher erfüllt, dem auch von den Bergen der Samnaungruppe bedeutende Eisströme zuflossen. Diese Seitengletscher waren teilweise so mächtig, daß sie hunderte Meter hohe Bergkämme überströmen konnten und in Tälern, die völlig innerhalb der Schiefergebiete eingeschnitten sind, Kristallinblockwerk ablagerten (z.B. im Kadratschtal und Heubergtal bei Pfunds / Blatt 171). Ablagerungen und andere Spuren des Gletscherrückzuges sind sehr spärlich erhalten, am besten dokumentieren das Einsinken des Gletschers im Haupttal verschiedene Ablagerungen aus verschwemmtem Moränenmaterial, die in Seitentälern an den eingesunkenen Innegletscher angestaut wurden (z.B. im Bereich Edel- und Hinterkreithbach W Serfaus, am unteren Tösnerbach, am Stalanzerbach u.a.m.). Seitenmoränen aus dieser Rückzugszeit fehlen. Die auf den Almböden zu beobachtenden Moränenwälle stammen von den Lokalgletschern der späteiszeitlichen Stände; sehr schön sieht man solche Wälle im Gebiet des Ladermooses S des Lawens- Kopfes oder E des Furgler Sees (?Daun- Stadium). Heute ist die bis knapp 3000 m aufragende Samnaungruppe praktisch gletscherfrei; nur N des Furgler und W des Hexenkopfes liegen kleine Eisflecken.

Ein eigentümliches Landschaftselement des oberen Inntales flußaufwärts von Landeck sind die teilwei-

se hoch über dem heutigen Inntalboden gelegenen Altflächensysteme. MACHATSCHKE (1933) und KLEBELSBERG (1935) haben sich ausführlich mit diesen alten Flächensystemen beschäftigt und beschreiben sie zur Hauptsache als Reste einer altquartären und jung- bis mitteltertiären Landschaft bzw. Talsystems. Am auffälligsten sind im Exkursionsgebiet die ausgedehnten Altflächen von Serfaus- Fiß- Ladis (ca. 500 m über dem heutigen Talboden, altquartär- jungtertiär), zu welchem Niveau u.a. auch der Siedlungsraum von Übersaxen gehört. Einem höheren, jungtertiären Talsystem gehören die Flächen von Kaunerberg, Nauders und m - über 1700 m) Darüber folgen die Reste der mitteltertiären Gebirgsoberfläche (über 2000 m; z.B. der Rücken des Frudigerjoches). Erst weit im Schweizer Engadin erreicht der rezente Inntalboden die Höhe des tertiären Talsystems (etwa bei Zemez). Eine Zusammenstellung dieser Altflächengliederungen findet sich bei UCIK 1966.

Weit verbreitet sind im oberen Inntal auch Massengroßbewegungen (Kamm- und Bergzerreißen - Talzusub) zu beobachten. An vielen Stellen sind die glazial übersteilten Bergflanken gravitativ in Bewegung geraten, wodurch z.B. bei Pfunds sogar eine Höhle entstanden ist (UCIK 1965). Sehr auffällig ist z.B. der Nordabhang des Vorderen Heuberges (ca 3 km S des Kölnerhauses) durch ein System solcher Zerreißenklüfte in mehreren Stufen abgesunken; die Klüfte sind als metertiefe Rinne begehbar. Andere Zerreißenklüfte durchziehen als auffällige Rinnen die Berglandschaft.

LITERATUR

In der hier nur auszugsweise angeführten Literatur finden sich zahlreiche Zitate anderer, vor allem älterer Arbeiten, die sich in unterschiedlichem Ausmaß ebenfalls mit dem Unterengadiner Fenster beschäftigen.

- AMPFERER, O. & W.HAMMER (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. - *Jahrb. kk geol.R.-A.*, 61: 574-603, 683-688, 697-709. Wien.
- CADISCH, J (1946): Über den Flysch der Tasna-Decke. - *Eclogae geol.Helv.*, 39: 105-109.
- CADISCH, J. (1951): Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich. - *Eclogae geol.Helv.*, 43: 172-180.
- CADISCH, J. & E. NIGGI (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. 2.Aufl. Verl. Wepf & Co., Basel.
- FRISCH, W. (1982) Teilprojekt 15/12: Geologische Studien im Unterengadiner Fenster. - *Jber.1981 Hochschulschwerpt.* S 15: 163-173. Leoben.
- FRISCH, W. (1984): Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic windows of the Eastern Alps. *Geol.Rundschau*, 73: 33-45. Stuttgart.
- HAMMER, W.(1914): Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. - *Jahrb. kk geol. R.-A.*, 64: 443-566. Wien.

- HAMMER, W. (1915): Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntales. - Zeitschr.Ferdinandeaum, III. Folge, 59, :65-94. Innsbruck.
- HIESSLEITNER, G. (1954): Ostalpine Erzmineralisation in Begleitung von vor- und zwischen- mineralisatorisch eingedrungenem Eruptivganggestein. - Erzmetall· VII/H.8: 312-330. Stuttgart.
- HÖCK, V., F. KOLLER, R. OBERHAUSER & F. UCIK (1986): Exkursionen E 1 - 4. Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen im Bereich Fimbartal - Samnaun verbunden mit einer Gesamtübersicht über den östlichen Fenster- teil. - Exkursionsführer zur Wandertagung 1986 der Österr. Geolog. Gesellschaft in Dornbirn, 107-122. Wien.
- ISSER- GAUDERNTENTHURM, M.v. (1888) Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols der Vergangenheit und Gegen- wart. - Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. d. kk Bergakad. Leoben und Pribram. XXXVI: 226-285.
- KLÄY, L. (1957): Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiet zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Sam- naun (Unterengadin). - Eclogae geol. Helv., 50: 32-467.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): Geologie von Tirol-. Verl. Bornträger. Berlin
- KRAUS, M. (1916) Über einige alpine Erzlagerstätten. - Bergbau und Hütte, 2, H. 12: 203-226. Wien
- LEIMSER, W. & F. PURTSCHELLER (1980): Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadi- ner Fensters. - Mitt. Österr. Geol. Gesellschaft, 71/72 (1978/1979): 129-137. Wien.
- MACHATSCHKEK, F. (1933): Tal- und Glazialstudien im oberen Innggebiet. - Mitt. Geogr. Ges. Wien, 76: 5-48. Wien.
- MATTHIASS, E. P. (1961): Die metallogenetische Stellung der Erzlagerstätten im Bereich Engadin und Arlberg. - Berg- u. hüttenm. Monatshefte, 106: 1-13 und 45-54. Leoben.
- MATTMÜLLER, R. (1991) Überlegungen zur Deckenkinematik im Engadiner Fenster. - Jahrb. Geol. B.-A., 134: 319-328. Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1953): Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol), im besonderen westlich des Inns von Prutz bis zum Pezidkamm. - In: "Skizzen zum Antlitz der Erde" (Kober- Festschrift): 168-192. Verl. Gebr. Hollinek. Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1954): Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen. - Unveröffentl. Habilitationsschrift Univ. Wien.
- MOSTLER, H., K. KRÄINER, D. SANDERS & V. STINGL (1988): Projekt TC7cF/1984: Erforschung des Rohstoffpoten- tials im Raum Imst - Arlberg. Archiv Geol. B.-A. Wien.
- MÜLLER, G. (1953) Beiträge zur Tektonik der Ötztaler Alpen. I.Teil: W- Teil. - Dissertation Geol.Inst. Univ. Wien.
- NÄNNY, P. (1946): Neuere Untersuchungen im Prätigauflisch. Eclogae geol. Helv., 39: 115-132.
- OBERHAUSER, R. (1978): Die postvariscische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogeneose wichtiger Umstände. - Verh. Geol. B.-A., 1978: 43 - 53. Wien.
- OBERHAUSER, R. (1980): Das Unterengadiner Fenster. - In: Der Geologische Aufbau Österreichs: 291 - 299. Verl. Spring- er. Wien - New York.
- OBERHAUSER, R. (1983): Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflisch des Rätikon. Jahrb. Geol. B.-A., 126: 71-93. Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P., CH. EXNER & A. NOWOTNY (1976): Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung- (Österreich). - Verh. Geol. B.-A., 1976: 115-145. Wien.
- THÖNI, M. (1980): Distribution of pre- Alpine and Alpine Metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scarl Unit, based on K/Ar Age Determination. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72. (1978/79): 139-165. Wien.
- THUM, I. (1966): Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (im Raum Spieß - Nauders, Oberinntal). - Unveröffentl. Dis- sertation Phil. Fakultät Univ. Wien.
- THUM, I. (1970): Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters. - Mitt. Geolog. Ges. Wien, 62 (1969): 55-77. Wien.
- THUM, I. - W.NABHOLZ (1972) Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prätigau- Lenzerheide- Oberhalbstein. - Beitr. zur Geol.Karte der Schweiz, N.F. 144. Bern.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. 1: Die Zentralalpen. Verl. Deuticke. Wien.
- TORRICELLI, G. (1956): Geologie der Piz Lad - Piz Ajüz - Gruppe (Unterengadin). - Jahresber. naturf. Ges. Graubünden, 85. Chur.
- TRÜMPY, R. (1972): Zur Geologie des Unterengadins. - Ergebnisse der wissenschaftl. Untersuchungen im Schweizer Na- tionalpark. Band XII. Oekolog. Untersuchungen im Unterengadin. 2.Lief., B. I 4, 71-87. Chur.
- TRÜMPY, R. (1977): The Engadine Line: A Sinistral wrench fault in the Central Alps. - Memoirs of the Geological Socie- ty of China, No. 2: 1-12.
- UCIK, F.H. (1965): Über eine Höhle in den Bündnerschiefern bei Pfunds (Tirol). Die Höhle, 16: 38- 34. Wien.
- UCIK, F.H. (1966): Zur Geologie der nördlichen und östlichen Umgebung von Pfunds im Oberinntal/Tirol (Unterengadiner Fenster). Unveröffentl. Dissertation Phil. Fak. Univ. Wien.
- UCIK, F.H. (1986) Zur Geologie des österr. NE- Teiles des Unterengadiner Fensters. - Exkursionsführer zur Wandertagung der Österr. Geolog. Ges. in Dornbirn, 114 - 122. Wien.
- VAVTAR, F. (1988): die Erzanreicherungen im Nordtiroler Stubai-, Ötztal- und Silvretta-Kristallin. - Archiv f. La- gerst.forsch. Geol. B.-A., 9: 103-153. Wien.

UCIK

- WIDMANN, H. v. (Redaktion) (1853): Erläuterungen zur geognostischen Karte Tirols und Schlußbericht der administrativen Direction des geognostisch- montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck.
- ZÖTL, J. - J.E. GOLDBRUNNER (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs (Geolog. Grundlagen und Spurenelemente). - Springer Verl. Wien - New York.
- ÖSTERR. BÄDERBUCH, herausgegeben vom Volksgesundheitsamt im Bundesministerium für soziale Verwaltung. - Verl. der Österr. Staatsdruckerei. Wien. 1928.

GEOLOGISCHE KARTEN

- AMPFERER, O. & W. HAMMER (1924): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75.000, Blatt **Landeck (5145)**. Mit Erläuterungen. Geol. B.-A., Wien.
- CADISCH, J. et al. (1941): Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25.000, Blatt Ardez (Atlasblatt 14). Mit Erläuterungen (1941)
- CADISCH, J. et al. (1963): Geologischer Atlas der Schweiz 1 :25.000, Blatt **Scoul-Schuls - Tarasp (Atlasblatt 44)**. Mit Erläuterungen (1968)
- HAMMER, W. (1923): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75.000, Blatt **Nauders (5245)**, Mit Erläuterungen. Geolog. B.-A., Wien.
- GEOGNOSTISCHE KARTE TIROLS 1: 120.000, aufgenommen und herausgegeben auf Kosten des geognostisch- montanistischen Vereines von Tirol und Vorarlberg. 1849.