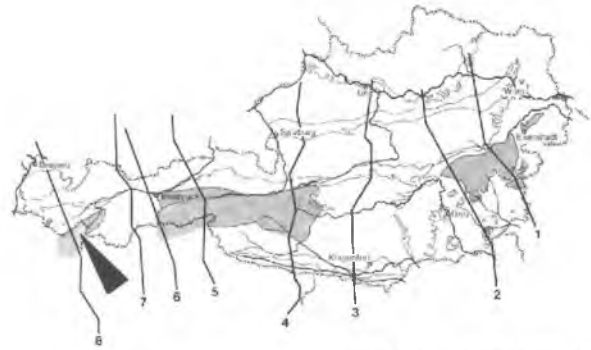


## 3.7.2. Das Unterengadiner Fenster

Von RUDOLF OBERHAUSER

Mit den Abbildungen 73 bis 76 und 88



Profile 8-1 siehe Abb. 19

### 3.7.2.1. Regionaler Überblick (von außen nach innen)

Im Flußgebiet des Inns oberhalb Landeck und in dem über die Trisanna zufließenden Fimberbach öffnete die Erosion in den Hochgebirgen des Ostalpinen Deckengebäudes auf eine Länge von 55 km und eine Breite bis 17 km das Unterengadiner Fenster. Diese Hochkuppelung von Penninikum aus einer achsialen Depressionszone im Alpenkörper wurde hier durch das nach links seiten-verschiebende Engadiner Lineament erleichtert, dem auch die Erosion des Inns folgte. Zum Fensterrahmen gehört im Westen und Norden dunkles Silvrettakristallin (z. T. vergletschert, Piz Buin, 3312 m; Fluchthorn, 3408 m), unter dem ein sehr löcheriger Teppich von Spurschollen kalkalpinen Charakters liegt und im Ausbiß durch helle Farben auffällt. Letzterer könnte tektonisch mit den hellen Kalkbergen der Scarldecke der Engadiner Dolomiten verbunden werden, welche nach Südosten hin jenseits des Lineaments weitgehend ungestört stratigraphisch dem Oberen Gneiszug aufliegen. Er bildet dann bis gegen den Reschenpaß hin den südlichen Altkristallin-Rahmen. Dort wurden von Westen her die Engadiner Dolomiten zusammen mit der Silvrettamasse kurz vor der Fensteraufwölbung an der Schlinig-Fläche nach Osten unterschoben, wodurch die Ötztalmasse abgetrennt und angehoben wurde. Letztere bildet heute als „Ötztales Alpen“ die bedeutendste Massenerhebung der gesamten Ostalpen. Die große Bedeutung dieser jungen Relativbewegung beweisen eingeschleppte Kalkschollen (Piz Lad), wiederbelebte Stockwerkstektonik in Gips-führenden Raibler Schichten der Scarldecke sowie vor allem die Erosionsreste von Ötztalkristallin auf ihr, wie am Piz Rims (2772 m). Weil die Schlinig-Fläche und das Lineament im Nordosten zusammenlaufen, bildet heute die Ötztalmasse von Nauders bis

zum Piller Sattel hin den östlichen Rahmen. Dort erweist sich dann südlich vom Venet noch jene alte Fläche als verletzt und abgedeckt, an welcher, als Thial-Puschlinzone, permomesozoische Sedimente zwischen Silvretta-Decke und nach Norden anliegender Phyllitgneiszone eingeschaltet sind. Im Bereich dieser Störungszone häufen sich Vererzungen (Eisen- und Kupferkies, Fahlerz).

Unter diesem obersten Rahmen aus Mittel- und Oberostalpin liegt bei fast völligem Fehlen von Relikten der Languard- oder der Err-Bernina-Decke vor allem im Nordwesten die südpenninische Arosa-Schuppenzone mit wenig metamorphen Ophiolithen und Flyschen, in denen tiefere Oberkreide nachgewiesen wurde. Unter Einbeziehung der Arosazone erfolgte während der Vorgosauischen Phase die Tektonisierung des Ostalpins. Spaltenfüllungen in der Silvrettakristallin-Basis durch Pseudotachylite könnten durch begleitende Aufschmelzungen verursacht worden sein. Unter der südpenninischen Schuppenzone liegen Relikte der mittelpenninischen Schwellenregion, vor allem der Untere Gneiszug des Hanges zu den Engadiner Dolomiten und die grünen Granitgneise des Val Tasna im Westen mit ihrer Sedimentauflage bis zu den „Couches Rouges“ der Kreide (und des Paleozäns?). Wenn wir diese Abfolgen der Tasnadecke von ihren klassischen Lokalitäten im westlichen Fensteranteil nach Nordosten weiterverfolgen, so verlieren sich allmählich die typischen Tasna-Gesteine, während die darunter liegende Ramoscher Zone neben ihren Ophiolithen ein zunehmend ostalpines Schürflings-Inventar bekommt, wodurch sie im Streichen in den unteren Teil der Prutzer Zone übergeht.

Diese Schollen könnten jedoch nicht nur als deren Basisschürflinge verstanden werden, sondern auch als Olistholithe, welche im Laufe des

Paleozäns oder Eozäns aus von Norden andriftenden Schwellen oder aus dem damals im Süden anschließenden penninisch-ostalpinen Dekkengebäude herausbrachen und in jenes dazwischenliegende Meeresgebiet eingelitten, dessen Unterschiebung unmittelbar bevorstand. Dann würden sie der unterliegenden Zone von Pezid zugehören und ihren Sedimentationsabschluß signalisieren. So gesehen, könnten alle jene relativ schmalen Schürflingszonen, wie sie von oben nach unten die Bündner Schiefer der Prutzer Zone von jenen der Pezid-Zone trennen oder jene der Zone von Roz-Champatsch-Pezid von den Schiefermassen des Fensterinneren, jeweils den Durchzug der Orogenfront zur Zeit des Paleozäns und Eozäns markieren, dem dann – infolge von Auflast, Einengung und Erwärmung, vom Oligozän zum Miozän – Faltung, Gefügeprägung und Metamorphose nachfolgten; letztere im Fensterinneren bis zur Grünschieferfazies ansteigend. Dabei blieben inliegende Zeitmarken, wie das Maastricht von Raschvella, vereinzelt erhalten! Wenn also für die Schürflinge und Schollen nicht nur ein tektonischer Zuschnitt aus dem Penninikum heraus denkbar ist, sondern auch ein Eingleiten von der höheren Orogenfront herunter (z. B. ein solches der Stammerspitz aus dem Err-Bernina-Bereich), so ist für die begleitenden und unterlagernden mehr oder minder stark metamorphen Bündner Schiefer, soweit sie unter der Tasna-Decke liegen, im allgemeinen eine nordpenninische Herkunft anzunehmen. Diese Schiefermassen, welche auch Ophiolithe eingeschaltet haben, erfüllen mit gewaltigen Kubaturen das Fensterinnere. Man kann sie durchaus mit den Bündner Schiefern im westlichen Graubünden vergleichen, aber auch mit den Kalkphylliten des Tauernwestendes. Wie dort verwittern sie zu steilen und scharfgratigen Grasbergen, wobei eingelagerte Schürflinge und Ophiolithkörper meist durch andersartige Erosionsformen auffallen.

Es sei nicht verschwiegen, daß die folgende tektonische Zoneneinteilung, die der Literatur folgt, wenig befriedigt, da dem Problem der genauen Zuordnung der Schürflingszonen ausgewichen werden mußte.

### 3.7.2.2. Das Fensterinnere mit den im Alttertiär gestapelten nord- bis mittelpenninischen Einheiten

(von innen nach außen)

#### *Die nordpenninische Pfundser Zone*

Sie teilt sich in eine sehr einförmige, stärker metamorphe Abfolge, welche im Inneren des Fensters aufgeschlossen ist, und in umhüllende,

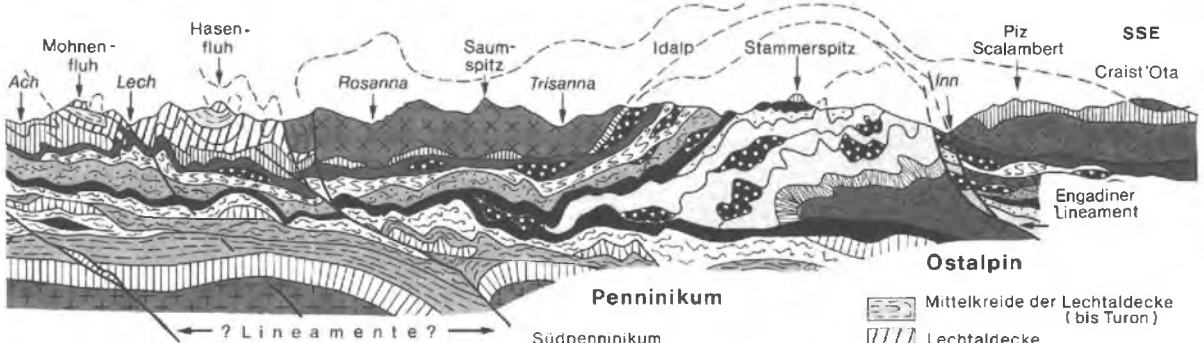
mehr wechselvolle Serien, die Mikrofossilien der Oberkreide geliefert haben. Darüber folgt eine Schürflingszone, die zu den höheren nordpenninischen Einheiten überleitet.

Die Massen der Bündner Schiefer des Fensterinneren sind am stärksten metamorph und daher völlig fossilfrei. In einer Mächtigkeit von etwa 3000 m aufgeschlossen, können sie mit gleichartigen Folgen der Adula-Decke Westbündens verglichen werden – wie sie an der Viamala anstehen – aber auch mit den Kalkphylliten des westlichen Tauernfensters. Sie zeigen starke Kleinfaltung mit Achsen diskordant zu jener der Fensteraufwölbung (vor allem Ost-West), aber auch Quersfaltung (NNW-SSE) ist bekannt. Ihre stratigraphische Unterlage ist nicht sicher eruierbar; wir können nach den Verhältnissen im Tauernfenster hiebei an Hochstegenkalk denken oder auch an den basaltischen Boden eines Tiefseeraumes, zumal ophiolithische Gesteine wiederholt tektonisch oder stratigraphisch inliegen. Ihr bedeutendstes Vorkommen baut den Piz Mundin (3146 m) auf und liegt nach neuesten Forschungen an den Pillow-Strukturen (W. HEUGEL, 1976) sogar invers, was eine gewaltige Internetektonik auch in dieser Zone erahnen läßt; zugehörige Diabase führen Kupferkies.

Das Hauptgestein dieser im Erosionsanschnitt tektonisch tiefst liegenden Einheit sind *Graue Bündner Schiefer*, welche tonig-quarzitisch-kalkige Abfolgen bilden, im einzelnen zwar wechselnd, in ihrer Gesamtheit jedoch erschreckend monoton. Im Kern des Fensteraufbruchs von Tösens talauf bis etwas über die Landesgrenze hinaus wurden über quarzitischer Anteile folgende, kalkigere Ausgangsgesteine zu *Kalkglimmerschiefern* umgewandelt. Abgesehen von diesen (durch stärkere Metamorphose bedingten) Veränderungen lassen sich fallweise Lagen von quarzreichen Brekzien, Karbonatbrekzien und „Tüpfelschiefern“ ausscheiden, daneben immer wieder Grüngesteine.

Im wenig metamorphen Dach konnte schon W. HAMMER Crinoiden-führende Brekzien ausscheiden, in deren Verband nordöstlich der Plattamala W. SCHILLER (1906) Lithothamnien nachweisen konnte und unweit davon, südlich des Inns bei Raschvella, F. ALLEMANN, 50 Jahre später, Orbitoiden der allerhöchsten Oberkreide. I. THUM und F. UČIK faßten diese Sedimentfolge als *Saderer Joch Serie* zusammen und konnten sie weit nach Nordosten verfolgen. Eine Beziehung zur Gyrenspitz- und Eggbergserie des Prätigauflusses ist plausibel, auch vom Standpunkt der Schwermineral-Analyse, da Zirkon-Spektren vorliegen.

Darüber folgen auf der Tiroler Seite wenige 100 m *Bunte Bündner Schiefer*, deren Leitge-



**ARLBERG-VERWALL-  
UNTERENGADIN**

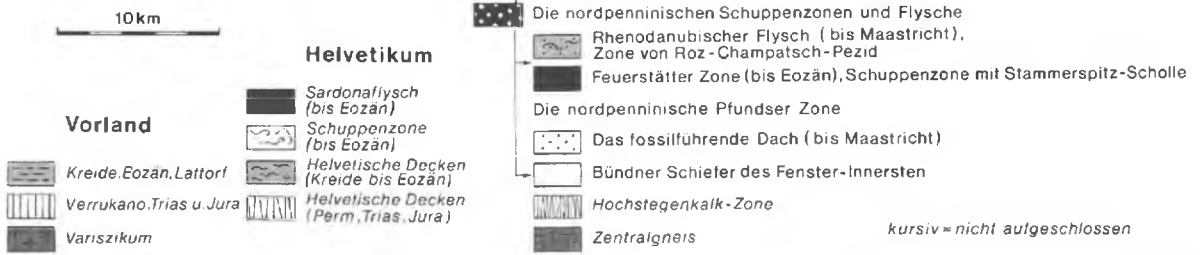


Abb. 73. Schnitt durch das Unterengadiner Fenster und seinen Rahmen aus ostalpinen Gesteinen, sowie durch seine zu vermutende helvetisch-penninische Basis, Fortsetzung von S. 186

**Die Tektonischen Einheiten am Unterengadiner-Fenster-Nordwestrand**

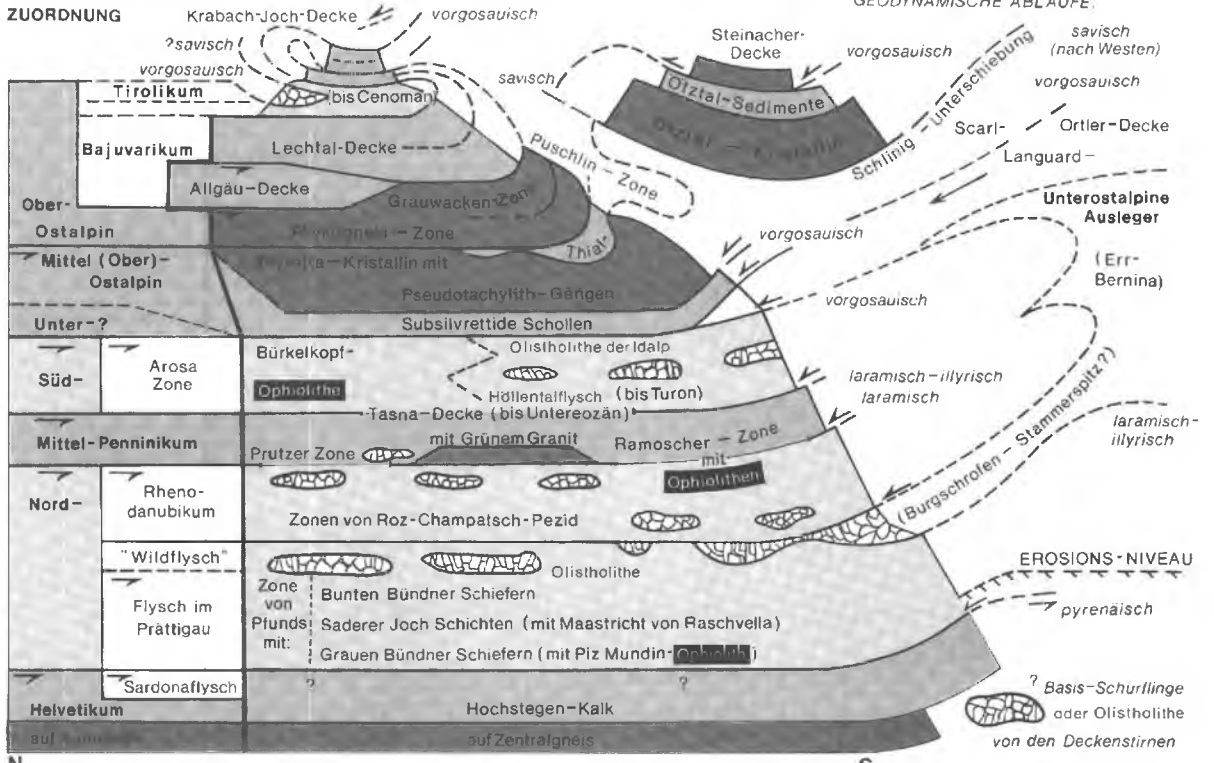


Abb. 74. Das Deckengebäude des Unterengadiner Fensters und seine tektonische Zuordnung anhand der Aufschlußfolgen nördlich des Inns

steine durch Limonit bräunlich verfärbte Quarz-Karbonat-Sandsteine und auch grüne Chlorit-Serizit-Quarzphyllite sind, allgemein durchsetzt von meist feinkörnigen Konglomerat- und Brekzienlagen. Im Gegensatz zu den Grauen Bündner Schiefen ist ihr Kalk-Anteil nach F. UČEK mehr detritären Ursprungs. Eingelagerte Blöcke, meist von Kalk und Dolomit, vervollständigen das Bild.

Im Schweizer Fensteranteil könnten diesen Gesteinsverbänden Anteile der von L. KLÄY ausgeschiedenen „Pseudounerostalpinen Sedimente“ entsprechen, aber auch solche seiner „Unterostalpinen Basisschuppe“, wo er in Sandsteinen aufgearbeitete Lias-Foraminiferen nachwies. Wir schließen allgemein auf zunehmend Wildflysch-artige Sedimentation, ausgelöst durch jene paläogeodynamischen Verhältnisse, die wir vorne beschrieben haben.

#### *Die nordpenninischen Schuppenzonen und ihre möglichen Beziehungen zur Rhenodanubischen Flyschzone*

Über den Bunten Bündner Schiefen der Pfundser Zone und ihren genannten möglichen Äquivalenten Inntal-aufwärts folgt, stark wechselnd und oft auch unterdrückt, eine Zone mit Einlagerungen von Schürflingen aus Altkristallin, Quarzit, Kalk, Dolomit, Rauhwaacke, Gips und Ophiolithen, welche je nach ihrer Festigkeit und Größe auch morphologisch wirksam werden und etwa den Burgschrofen oder den Gipfel der Stammerspitze aufbauen. Darüber folgen wiederum Graue Bündner Schiefer und, hangend oder in Wechsellagerung, Bunte Bündner Schiefer mit Mächtigkeiten von 200–1300 m, welche die Hauptkubaturen für die Pezid Zone bzw. für jene von Roz-Champatsch liefern und nach oben im Südwesten gegen die Tasnadecke hin wiederum Schürflinge einschließen, welche teilweise der Ramoscher Zone zugezählt werden (vor allem die Ophiolithe).

Glaubt man der Bank-zu-Bank Korrelation von R. HESSE vom Gault der Falknis-Tasnadecke zu jenem der Rhenodanubischen Flyschzone des Nordens, so müßten hier irgendwo Spurschollen oder Reste seiner abgescherten Basis eingeschichtet liegen, was sich bisher nicht nachweisen ließ; plausibler kann man jedoch die Schürflingszonen in diesem Bereich mit der Wildflyschzone im Norden (Feuerstätter Decke) zusammenhängen und damit eine indirekte Beweisführung versuchen.

Die *Stammerspitze Einheit* bildet als Härtlingskappe den Gipfel dieses markanten Berges (3254 m) und besteht aus Hauptdolomit und Kössener Schichten, die in bunten, tiefen Lias

übergehen, zeigt *Brekzienbildung* im höheren Lias sowie darüber dann Fleckenmergel, Quarzite, Radiolarite und Aptychenkalk. Sie ist nach ihrer Fazies am ehesten an die unterostalpine Bernina-Decke anzuschließen, und ihre Einbringung in diese tektonisch tiefe Position unter der Zone von Roz-Champatsch, wie sie L. KLÄY am Piz-Chamins nachwies, überrascht. Der Dolomitklotz des Burgschrofen südöstlich Prutz führt im Verband auch diesen „quarzitischen Jura“ der Stammerspitze!

Die stark gestörte *Zone von Roz-Champatsch* liegt über jener allgemeinen Schürflingszone, welcher die Stammerspitze-Schuppe zugehört, und entwickelt schiefrig-sandig-kalkige Abfolgen von 200 bis 1000 m Mächtigkeit. Diese ziehen vom Gebirge nordwestlich Schuls, wo sie unter den mächtigen Ophiolithen der Zone von Ramosch einsetzen, bis ins Samnaun. Am Piz Champatsch kann man noch tonigere Äquivalente der Tristel-schichten und des Gaults erkennen; sicher handelt es sich weitgehend um metamorphen Flysch, wenn auch Fossilnachweise noch fehlen.

Die *Zone von Pezid* setzt die Zone von Roz-Champatsch vom Samnaun in den österreichischen Anteil des Unterengadiner Fensters fort und legt sich dann dort, östlich des Inns, auf jenen Teil der Pfundser Zone, in dem in hohen Anteilen, in der Saderer Joch Seric, Maastricht nachgewiesen werden konnte. Zwischen beiden Einheiten liegen wiederum Schürflinge, wie der Dolomitklotz des Burgschrofens, die man den Bunten Bündner Schiefen der Unterlage oder der Basis der Zone von Pezid zurechnen kann. Bemüht um eine mehr petrographische Gliederung können 100 bis 300 m Graue Bündner Schiefer ausgeschieden werden, denen fallweise Bunte Bündner Schiefer inliegen, welche dann faziell zu einer höheren Schürflingszone überleiten, die gemeinsam mit der Prutzer Zone besprochen werden soll.

#### *Die mittelpenninische Tasnadecke sowie die unterlagernde Zone von Ramosch mit ihrer Fortsetzung in die Zone von Prutz*

Die Tasnadecke ist nur im westlichen Fensteranteil gut ausgebildet. Von ihr wird heute die dort unterlagernde Ramoscher Zone abgetrennt, welche wie die Prutzer Zone ein *stark phyllonitisches Altkristallin* zeigt, das als metamorphes Paläozoikum gedeutet werden könnte. Die Prutzer Zone schließt nach Nordosten an und führt zu dem gesicherten Paläozoikum.

Die *Ramoscher Zone* ist im südwestlichen Teil des Fensters nachgewiesen, wo auch die Tasnadecke geschlossen auftritt. Das zugerechnete Altkristallin der Clemgia-Schlucht, dem die grü-

nen Granitgneise fehlen, und seine rudimentäre, permomesozoische Auflage sind, wie die Tasnadecke, Reste einer intrapenninischen Schwelle. Dazu passen aber die auch zugeordneten Ophiolithmassen nicht, welche unterhalb des Tasna-Kristallins vom Tasnagipfel nach Süden und dann in dieser Position nach Nordosten (gegen Nauders hin) vorkommen. Vielleicht sind diese abzutrennen und bildeten den Untergrund des abgeschürften Rhenodanubischen Flysches? Fallweise kommen in den Ophiolithen Magnesitgänge mit Nickelerz und sporadisch auch Kupferanreicherungen vor. Nach ihrer tektonischen Position und ihrer Trias (Dolomitlinsen und Bunter Keuper mit Gips) sowie ihrer Ophiolith-Führung ließe sich die Ramoscher Zone längs der Wasserscheide vom Samnaun zum Fimbartal und weiter über die Nordhänge des Samnaun mit der *Prutzer Zone* des Nordostens verbinden. So fanden sich im hinteren Höllental (Süd Idalpe) als Überlagerung der *Rozschiefer* (= Graue Bündner Schiefer), neben Buntem Keuper mit Gips und Rauhwacken, Dolomit, Ophiolithen, *Tristelschichten* und *Gault*, auch große Schollen von *Ladiser Quarzit* des Permoskyths. Er baut dort die „Schwarze Wand“ auf, an die Cenomanflysch anschließt. Diese (relativ zu den die Tasnadecke fortsetzenden Schürflingszügen der Idalpe) tiefer einzuordnenden Verbände lassen sich gut mit jenem – oft über 100 m mächtigen – *Ladiser-Quarzit-Zug* verbinden, der vom Frudiger Grat zum Pezidgrat über Komperdell und das namensgebende Ladis zum Inntal nördlich Prutz durchzieht. Er wird begleitet von bunten Phylliten und teilweise ersetzt durch primär stratigraphisch Liegendes, wie den *Quarzphyllit* und *Eisendolomit* des Rotenstein auf Komperdell bei Serfaus (mit Fahlerz, Kupfer- und Arsenkies) oder Hangendes, wie fossilführende Triasgesteine. Darüber folgen wiederum Graue und Bunte Bündner Schiefer, welche nach Nordosten zunehmend metamorph werden: alles zusammen die Abfolgen der *Prutzer Zone*.

Im Westen liegt auf der Zone von Roz-Champatsch, unter Zwischenschaltung der Ophiolithreichen Ramoscher Zone, die *Tasnadecke*. Sie beinhaltet eine Altkristallin-Lamelle, deren Charaktergestein der *Tasnagranitgneis* ist, wie er neben der Hauptstraße an der Plattamala oder im Val Tasna ansteht. Seine durch Chloritisierung entstandene grüne Färbung verdankt er jedoch schon einer älteren Umsetzung, liegt er doch im Malm, in der Unter- und in der Oberkreide, wie sie im folgenden beschrieben werden, immer wieder als Komponente in Geröllhorizonten vor. Das belegt, daß er während dieser langen Zeit vermutlich als Scheitel einer Schwellenzone der

Erosion ausgesetzt war. Perm und Trias sind wenig mächtig: Kristallinbrekzien mit Rhyolithen folgen gelblich verwitternde Dolomite, quarzitischer *Keuper* mit *Gips* und bunten Tonschiefern, fossilreicher *Steinsberger Lias*, darüber *Falknisbrekzien*, kalkige *Neokomschiefer*, Orbitoliniden führender *Tristelkalk*, mächtige *Gaultsandsteine* (am Piz Tasna auf 3179 m) und „*Couches Rouges*“ der Oberkreide mit Globotruncanen. Paleozäne „*Couches Rouges*“ werden in Anlehnung an die Verhältnisse in der Falknis Decke vermutet; ebenso werden gegen die Hochsilvretta hin überlagernde mächtige Flysche, welche weitgehend tektonisch selbständig sind, für Untereozän gehalten. Letzterer Meinung stehen wir kritisch gegenüber und vertreten für diese Flysche ihre Einordnung in die Zeit vom Dogger bis zur tiefen Oberkreide.

Hier konnten Untersuchungen im Gebiet der Idalpe oberhalb Ischgl Fortschritte bringen, weil dort in grobklastischen Anteilen jener Flysche wiederholt Reste von Rotaliporen des Cenoman-Turon festgestellt werden konnten und zudem Schwermineralspektren mit Chromspinell, was eine Parallelisierung dieses Höllentalflysches mit dem Verspalafllysch der Arosazone des Rätikon erwägen läßt. Zudem könnte sein primärer Verband mit den Bürkelkopf-Ophiolithen möglich sein, welche nach A. DAURER (1977) im Verband von Schiefen zwischen den einzelnen Lavaströmen Radiolarite führen, was Malm-Alter für die Effusion nahelegt. Daneben tragen die mit diesem Flysch gemischten Gleitbretter mit Steinsberger Lias im Gebiet des Schmalzköpfli, der Langen Wand und der Greitspitz *Possidonienschiefer* mit Fossilabdrücken sowie einen durch Ammoniten und Belemniten eingestuften Glimmersandstein des Dogger, den wir *Idalpsandstein* nennen. Es könnte also nachweisbar werden, daß der *Höllentalflysch* einerseits auf südlichste Anteile der Tasna-Schwelle und andererseits auf südpenninischen Ozeanboden transgredierte. Auch weiter im Südosten im Val Tuoi und südsüdwestlich des Piz Minschun sind Primärkontakte zwischen diesen Flyschen und Ophiolithen vermutet worden, was nach heutiger Einsicht Tertiäralter ausschließen würde. Die erwähnten Gleitbretter auf der Idalpe ziehen, morphologisch auffallend, von der klassischen Lokalität der Tasnadecke, z. T. in Rollfalten gelegt, über das hintere Fimbartal herüber, scheinen hier ihr Dach aus „*Couches Rouges*“ gegen ein solches aus „*Flysch*“ auszutauschen und ziehen dann, sich weiter auflösend, als höherer Schürflingszug über Malfrat nach Nordnordost, um vor dem Frudigergrat unter der Silvrettedecke zu verschwinden. Dort konnten in seinem Verband noch Kalkschiefer mit Brekzien festge-

## SILVRETTA-KRISTALLIN MIT PSEUDOTACHYLITH-GÄNGEN IN DER BASIS

## SUBSILVRETTIDE TRIAS-SCHOLLEN

## Südliches Penninikum:

MITTELKREIDE:	Höllentalflysch mit Rotaliporen und Orbitolinen (Cenoman)
	± 50 m Gaultsandstein (mit <i>Calpionella alpina</i> in Komponenten)
ZWISCHEN DOGGER UND MITTELKREIDE:	Tristelkalk mit Orbitoliniden
Förderung der Laven und Tuffe für die Ophiolithe des Bürkelkopfes und der Flimspitz.	[Malmkalk und Neokomflysch] Daneben und darunter 6–7 Gleitbretter mit fossilreichen stratigraphischen Folgen von:
DOGGER:	± 30 m Flysch mit Glimmersandstein-Bänken (= Idalpsandstein) mit <i>Graphoceratidae</i> indet. (cf. <i>Hecticoceras</i> ) und Belemniten
LIAS:	± 5 m dunkle Tonschiefer mit glimmeriger Knollenkalkbank des Toarc mit <i>Hammatoceras insigne</i> ( <i>insigne</i> -Zone) ± 10 m dunkle Posidonien-schiefer mit Muschel-Abdrücken ± 5 m Belemniten-reiche bräunliche Kalke des Toarc mit <i>Porpoceras</i> cf. <i>vorticellum</i> ( <i>bitrons</i> -Zone) 5–70 m weißer Echinodermen-Kalk ± 5–10 m dunkle, bräunlich verwitternde Belemniten-Kalke mit <i>Promicoceras planicosta</i> ( <i>obtusum</i> -Zone des Sinemur) ± 40 m dunkle Tonschiefer wechsellagernd übergehend 0,5–5 m Hornsteinkalk-Linsen mit Belemniten
OBER-TRIAS:	± 40 m Kössener Schichten ± 150 m Bunter Keuper mit roten und grünen Tonschiefern, Quarziten, Sandsteinen und Gips
MITTEL-TRIAS:	[Kalk- und Dolomit-Schollen]
UNTER-TRIAS:	80–150 m Ladiser Quarzit

[ ] = Nachweis problematisch

Abb. 75. Ostalpin und unterlagernde süd- bis mittelpenninische Abfolgen auf der Idalp

stellt werden, die in Komponenten Calpionellen zeigen: vermutlich Neokom. Wiederholt fanden sich auch noch Tristelkalke mit Orbitoliniden.

Damit verlieren sich die Spuren der typischen Tasna-Gesteine in höhere Anteile der Prutzer Zone hinein, schon vor dem Ostende des Unterengadiner Fensters. Die ihnen aus faziellen Gründen zugesprochene Herkunft von jener Briançonnais Schwelle, welche von hier nach Westen den Penninischen Raum geteilt haben mag, ist nur dann auch für die paläozoisch-triasischen Anteile der Prutzer Zone vertretbar, wenn man die olisthostromatische Herkunft dieser Schollen ablehnt und sie als echte Schürflinge auffaßt.

### 3.7.2.3. Die vorgosauisch gestapelten, südpenninischen und ostalpinen Einheiten des Fensterrahmens (von innen nach außen)

#### *Arosazone* und *Subsilvrettide* Schollen

Mit dem Nachweis jenes vorher erwähnten Dogger-Sandsteines und jenes Cenomanflysches – wobei sich noch Flysche des Malm und Neokom (mit Tintinniden) und solche des Apt (Feinbrek-

zien mit Orbitoliniden und Trocholinen) zwischenschalten dürften – wäre die Abtrennung einer südpenninischen *Arosazone*, auf Kosten zumindest von Anteilen des Tertiärflysches der Tasnadecke, sichergestellt. Solches versuchte R. TRUMPY schon 1972.

Damit gilt die Dreiteilung des Penninikums auch im Unterengadiner Fenster. Die *Arosazone* führt im Verband mit den genannten Flyschen neben Schürflingen der Tasnadecke alle möglichen Gesteine, wie Triasdolomite, Quarzite, vor allem aber Ophiolithe und auch Radiolarite, die der Tasnadecke sonst fehlen. Sie hat wie im Rätikon den Charakter einer tektonischen Mischungszone, deren vorgosauische Tektonisierung hier durch Relativbewegung mit dem überschiebenden Silvrettakristallin – mit Einbringung der subsilvrettiden Schollen (die vorwiegend aus Triasgestein bestehen) – erfolgt war. Letztere könnte man als nördlichste *Ausleger* der dabei an einer listrischen Fläche *hochgeschürften Scarl Decke* der Engadiner Dolomiten verstehen. Solche Schollen sind nachweisbar am Munt da la Bescha im Südwest-Eck des Fensters, wo sie eine tektonische Verbindung des Silvrettakristallins mit dem Oberen Gneiszug verbieten, am Nordgrat des Piz Cotschen, überschreiten zwei-

mal den Grat vom Fimbertal ins Laraintal, finden sich auf der Idalpe und nördlich des Bürkelkopfes, aber auch wiederholt im Nordosteck des Fensters.

Wenn man mit R. TRÜMPY (1970) die Verbindung der Kalkalpen mit der Languardzone, die im Süden unter der Ortler-Decke liegt, erwägt, könnten einige dieser Schollen auch diese Verbindung übernehmen. Auch zur vorgosauisch komplett überwältigten Err-Bernina Decke sind Beziehungen möglich – wie auch als Antithese eine Einwicklung vorn herum, wie sie für jene Geologen, die von Osten kommen, auch als möglich erscheint und wie es A. TOLLMANN für die Madrisazone im Prättigau annimmt.

*Der Fensterrahmen aus der Scarldecke auf dem Oberen Gneiszug, der Silvretta Decke, der Thial-Puschlin Zone, der Phyllitgneiszone und der Ötztalmasse*

Diese das Penninikum allseitig umrahmenden Einheiten wurden einleitend kursorisch diskutiert, sind aber sonst Thema des Kapitels 3.8. (Die westlichen Zentralalpen).

#### 3.7.2.4. Die jungalpidische Metamorphose sowie ihre begleitende und nachfolgende Tektonik

Das Einrücken des Deckenstapels aus Ostalpin und Südpenninikum während des Paleozäns und Eozäns in den nordpenninischen und helvetischen Raum verursachte dort eine große Auflast mit nachfolgender Temperaturerhöhung. Solches bewirkte im Oligo-Miozän in heute durch die Erosion aufgeschlossenen Bereichen des Unterengadiner Fensters eine *Metamorphose der Unteren Grünschieferfazies*, wie sie W. HEUGEL (1975) an den hochliegenden Ophiolithen der Pfundser Zone am Piz Mundin mit Pumpellyit und Aktinolith nachwies; hingegen ist Stilpnomelan-Neubildung im Tasnagranitgneis schon lange bekannt.

Wir glauben in den durch die Erosion geöffneten „Zwiebelschalen“ des Fensterinneren einen relativ einfachen Unterschiebungsbau erkennen zu können, vor allem, wenn wir für die Schuppenzonen olisthstromatische Vorgänge verantwortlich machen. Die Relativbewegungen liefen, von Süden nach Norden ausgreifend, in Kreide und Alttertiär ab, und die Ruhigstellung der jeweils älteren Flächen erfolgte dabei durch ihre Verbiegung während der weiterlaufenden Subduktion. Im jüngeren Tertiär verursachte diese, mit geringerer Kraft andauernd, unentwegt wei-

tere Einengung durch das weiter unterschiebende nördliche Vorland und bildete sich, relativ unabhängig von der im höheren Stockwerk in der Schlingfläche querlaufenden Unterschiebung der Sivretta- und der Sesvenna-Scarl-Einheit unter die Ötztalmasse, mit E-W und ENE-WSW streichenden Kleinfaltenachsen ab. Sie laufen schräg zur späteren Fensteraufwölbung, was nicht verwunderlich ist, da ja diese und der Zugschnitt des südlichen Fensterrahmens durch das Engadiner Lineament beeinflusst wird.

Dieses Engadiner Lineament wurde erst spät wirksam und lief von Südwesten nach Nordosten. Während und nach einer *Links-Seitenverschiebung* mit einer Relativbewegung von 5–15 km wurde dabei im nordwestlichen Anschluß das Penninikum hochgekuppelt. Vielleicht entstanden dabei in ihm jene NW und NNW gerichteten Kleinfaltenachsen, wenn dies nicht schon bei der oben erwähnten Quer-Unterschiebung erfolgte? Das Lineament zieht über den Stragliavita-Paß aus dem Oberengadin und dem Bergell herein und weiter nach Nordosten zum Piller Sattel, wobei es dort von der weiter nachdrängenden Ötztalmasse zunehmend überwältigt und nach Norden verschleppt wurde. Es läuft subparallel zum ca. 50 km westlich aktiven Churer Lineament. Dieses bindet im nördlichen Bodenseerheintal in Flächen zwischen den Molasse-Schuppen ein und zieht mit einer anderen Fortsetzung unter dem vorgeglittenen Rätikon durch zum Arlberg. Analog verläuft unser Engadiner Lineament einerseits über den Fernpaß auch in Richtung Molasse und andererseits mit seinem zweiten Arm unter der ebenfalls vorgeglittenen Ötztalmasse durch, links-seitenverschiebend in Richtung Unteres Tiroler Inntal. Mit ihm ursächlich verknüpft könnten ergiebige Vorkommen von Sauerquellen sein, wie sie vor allem am Südwestende des Fensters bei Schuls-Tarasp und am Nordostende bei Obladis und Entbruck-Prutz auftreten. Schließlich wäre auch denkbar, daß sich der Bergeller Pluton in großer Tiefe längs des Lineaments hierher fortsetzt.

**Literatur:** CADISCH J. et al. 1941; 1968; CORNELIUS H. P. 1942; DAURER A. 1977; HAMMER W. 1914; 1923, 1924; HEUGEL W. 1975; HESSE R. 1973; KLÄY L. 1957; MEDWENITSCH W. 1962b; MUTSCHLECHNER G. 1954 a; OBERHAUSER R. 1976; THUM I. 1970; TRÜMPY R. 1970, 1972 a, 1977; UCIK F. H. 1977; VOHRZYKA K. 1968 a; WALDE D. et al. 1977; WENK E. 1962; WUNDERLICH II. G. 1958.

(Nachtrag: Am 13. 2. 1980 informierte mich J. RUDOLPH, Freiburg i. Br., über einen Fund von Paleozän-Eozän-Plankton in der Matrix roter Brekzien einer Wildflyschfolge tektonisch hoher Position im obersten Fimbertal.)

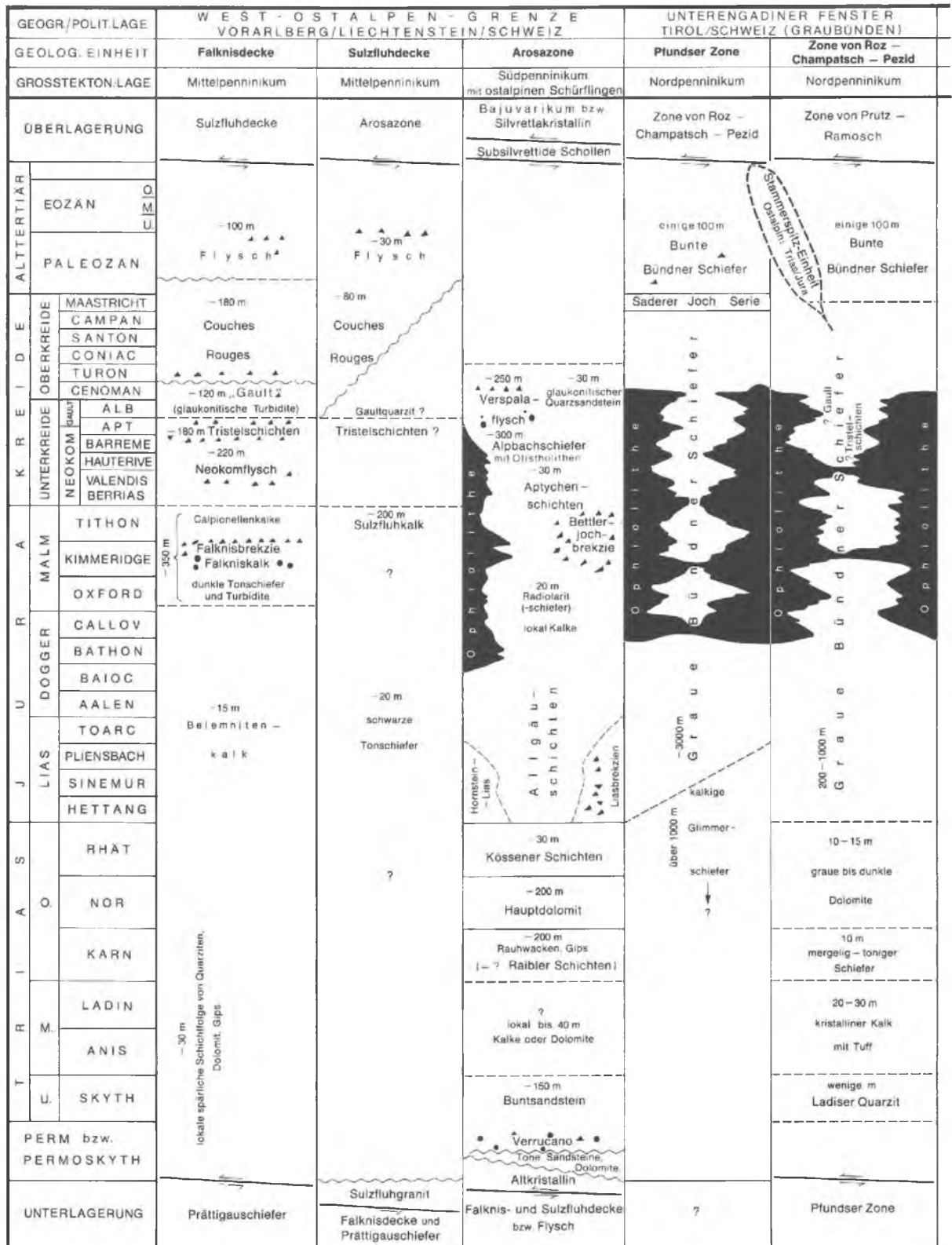


Abb. 76. Permomesozoikum, Paleozän und Eozän in den zentralen Ostalpen: Penninikum und Unterostalpin, westlicher Teil: West-Ostalpengrenze und Unterengadiner Fenster (zusammengestellt von WOLFGANG SCHNABEL.)



