

SCHWEIZERISCHE
GEOLOGISCHE KOMMISSION

ORGAN DER
SCHWEIZ. NATURFORSCH. GESELLSCHAFT

COMMISSION GÉOLOGIQUE
SUISSE

ORGANÉ DE LA
SOC. HELV. DES SCIENCES NATURELLES

Geologischer Atlas
der Schweiz

1:25000

Atlas géologique
de la Suisse

1:25000

Blatt:

Scuol-Schuls – Tarasp

Topographische Grundlage: Landeskarte 1:50000, vergrössert auf 1:25000
SE-Teil von Blatt 249 Tarasp und Anhängsel von Blatt 249^{bis} Resia

(Atlasblatt 44)

Erläuterungen

verfasst von

J. CADISCH, H. EUGSTER und E. WENK

Mit 9 Textfiguren und 5 Tafelbeilagen

1968

Kommissionsverlag:
Kümmerly & Frey AG.
Geographischer Verlag, Bern

En commission chez:
Kümmerly & Frey S.A.
Editions géographiques, Berne

VORWORT DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION

Die Aufnahme des Blattes Scuol/Schuls – Tarasp erfolgte – zunächst mit grossen Unterbrüchen – durch die Autoren J. Cadisch und H. Eugster während der Zeit von 1923 bis 1961, wobei sich ersterer mit dem Gebiete nördlich des Inns, letzterer mit dem südlich des Flusses gelegenen Abschnitt befasste. Entsprechend einem Beschluss der Schweizerischen Geologischen Kommission, wonach Bereiche altkristallinen Gesteins durch Petrographen zu kartieren seien, erhielt Prof. Dr. Ed. Wenk 1945 den Auftrag, sich mit dem Altkristallin und den Grüngesteinen zu befassen. Im Verlaufe der Arbeit erwies es sich als zweckmässig, die Unterlage der Dolomiten westlich Val Plavna durch J. Cadisch, die Fortsetzung dieser Zone gegen Osten hin gemeinsam kartieren zu lassen. Der Abschluss der Aufnahmen erfuhr eine Beschleunigung durch die Dissertationsarbeiten von G. Burkard (1946–1949) in der S-chalambert-Gruppe und G. Torricelli (1949–1954) in der Piz Ajüz – Piz Lad-Gruppe. Im Sommer 1961 wurden Fräulein K. von Salis und die Herren U. Gasser, P. Kellerhals und H. Lüthy, Studierende des Berner Geologischen Instituts, mit Revisionsarbeiten auf neuer topographischer Unterlage betraut (vgl. Kärtchen der geologischen Aufnahmegebiete). Im Bündnerschiefergebiet von Tiral (am nördlichen Kartenrand) waren Aufnahmen von L. Kläy zu berücksichtigen.

Als topographische Unterlage wurde anfänglich die Siegfriedkarte 1:50000, z. T. vergrössert, dann Vergrösserungen der Landeskarte benutzt. 1965 veröffentlichte die Eidg. Landestopographie das unserem geologischen Atlasblatt entsprechende Blatt Scuol/Schuls 1:25000, das aber leider für den Kartendruck nicht mehr verwendet werden konnte.

Die Geologische Kommission dankt all den Autoren für ihre Mitarbeit – insbesondere auch den beiden ehemaligen Doktoranden, die ihre geologischen Aufnahmen zur Verfügung gestellt haben. Nachdem das Atlasblatt bereits 1963 gedruckt wurde, ist es zu begrüessen, dass nun auch die dazugehörenden Erläuterungen herausgegeben werden können.

Basel, im März 1968

Für die Schweizerische Geologische Kommission
der Präsident:

Prof. *L. Vonderschmitt*

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	2
Überblick (J.C.)	4
Petrographie und Stratigraphie	6
Penninikum (J.C.)	6
Ophiolithe (E.W.)	7
Die unterostalpine Zone (Tasna-Decke)	10
Allgemeines (J.C.)	10
Kristallin der Tasna-Decke (E.W.)	11
Sedimente der Tasna-Decke (J.C.)	14
Das Oberostalpin (Silvretta- und Ötztal-Decke)	17
Allgemeines (J.C.)	17
Oberostalpin Kristallin (E.W.)	18
Oberostalpine Sedimente (H.E.)	21
Stratigraphie der Basisserie	21
Stratigraphie der Schuppen zwischen Basisserie und Ötztal- Decke	36
Quartärbildungen (J.C. und H.E.)	38
Pleistocaen	38
Holocaen	40
Quellen, Mineralquellen	42
Morphologie	44
Tektonik	46
Penninikum und Unterostalpin (J.C.)	46
Beschreibung einzelner Gebirgsgruppen (J.C.)	47
1. Die Innschlucht zwischen Val Tasna und Schuls. Der Schloss- hügel von Tarasp	47
2. Die Gruppe Piz Minschun – Piz Tasna	49
3. Das Gebiet zwischen Alp Champatsch und Val Sinestra	50
4. Das Gebirge zwischen Brancla (Val Sinestra) und Val Ruinains bei Seraplana	50
5. Die penninische und unterostalpine Unterlage der Dolomiten	51
Oberostalpin (H.E.)	54
Allgemeines	54
Die Basisserie der Unterengadiner Dolomiten	54
Die Schuppen zwischen der Basisserie und der Ötztal-Decke	59
Klippen der Ötztal-Decke	62
Divergenzen des Schichtstreichens, Streichen der Sekundär- falten-Achsen	62
Bemerkungen zur Kartierung und Druckfehler	63
Literaturverzeichnis	64
Kartenverzeichnis	67

ÜBERBLICK

von J. Cadisch

Topographie

Auf dem vorliegenden Kartenblatt gelangt das Gebiet beidseitig des Inns (En) von der Mündung des Tasna bis San Niclà zur Darstellung. Nördlich des Inns sind es die Gebirgsgruppen des Piz Minschun und Piz Tasna sowie die Schieferberge Piz Champatsch, Piz Soèr und Piz Spadla über weiten Wiesen- und Alphängen, welche das Kartenbild beherrschen. Südlich des Flusses erstreckt sich die waldreiche Zone an der Basis der Engadiner Dolomiten mit den steil eingeschnittenen Talfurchen der Seitentäler Val Plavna, Val S-charl, Val d'Uina und Val d'Assa. Die Felsklötze und -pyramiden der Dolomiten mit dem Eckpfeiler des Piz Lad stehen in auffälligem Gegensatz zum nördlich vorgelagerten Schieferhang und zur östlich angrenzenden Kette von Piz Russenna, Craist'Ota, deren hochgelegene Alpweiden sich im Bereiche einer altkristallinen Unterlage (Ötzkristallin) befinden.

Mit Ausnahme von Tarasp-Fontana und einiger kleiner Weiler liegen die grösseren Ortschaften Ftan, Scuol, Sent und Ramosch an den sonnigen Südosthängen der nördlichen Talseite. In dem bis an die Landesgrenze gegen Tirol sich erstreckenden Val Sinestra liegt als einzige grössere Siedelung Manas (Vnà). An das Vorkommen bedeutender Mineralquellen standörtlich gebunden sind das Kurhaus Tarasp (Nairs), die Hotels von Vulpèra und Scuol sowie das Kurhaus Bad Sinestra.

Geologie

Wir sind genötigt, zur Wahrung der Zusammenhänge etwas über den Rahmen von Blatt Scuol-Tarasp hinauszugehen.

Der Blick auf eine Übersichtskarte, wie z. B. Blatt 4 der Generalkarte der Schweiz 1:200 000, lässt folgende Anordnung der Zonen erkennen: Die penninischen Schiefer bilden das Innere des Fensters, das von einer Randzone eingefasst wird, die aus oberpenninischen und unterostalpinen Elementen zusammengesetzt ist. Der eigentliche Rahmen besteht im Nordwesten und Westen aus dem Altkristallin der Silvretta-Decke, das im Südosten auf ein schmales Band reduziert von der mächtigen Sedimentmasse der Unterengadiner Dolomiten (S-charl-Decke) überlagert wird. Im Osten tritt an Stelle der Silvretta-Decke das Altkristallin der Ötztal-Decke.

Die genannten Einheiten bzw. Zonen lassen sich wie folgt charakterisieren (vgl. Tektonische Übersicht 1:200 000 auf Blatt Scuol–Tarasp).

Die Bündnerschiefer des Fensterinnern konnten bis dahin nicht gegliedert werden, da lithologische Leithorizonte fehlen und Leitfossilien nicht gefunden wurden.

Die Randzone besteht in der südwestlichen Fensterecke nördlich des Inns zunächst aus oberpenninischen Schiefermassen, die durch schmale Lager von Diabas, Triasdolomit, Liaskalk und Radiolarit usw. getrennt werden, deren Zugehörigkeit zu den Schiefeln oder Herkunft aus dem Unterostalpin fraglich ist. Wir haben diese Elemente mit den Ophiolithen des Piz Nair als *Zone von Champatsch* zusammengefasst. Es handelt sich um eine Gleitzone, die wesentlicher plikativer Strukturen entbehrt. Eine tektonische Fortsetzung gegen Osten ist vorhanden. Trennungen in Gestalt der erwähnten Gesteine sind besonders deutlich zwischen Alp Champatsch (NNW Scuol) und Alp Bella (N Laret, Samnaun) ausgebildet. Ob das Maestrichtien von Raschvella (NE von Ramosch) als jüngstes Niveau zu den basalen Schiefeln oder zur Zone von Champatsch gehört, ist ungewiss.

Die Serie der Tasna-Decke wird hauptsächlich aus Kreide- und Flyschbildungen aufgebaut, gelegentlich auch aus Tasna-Alt-kristallin, Triasdolomit und Liaskalk. Im Minschengebiet, d. h. im Liegenden des Silvrettamassivs bilden die jüngeren Elemente auffällige Walzfalten. Im Samnaun und Fimbartal (Val Fenga) bestehen diese vorwiegend aus Steinsberger Lias (Malfrag 825.5/208.7, Lange Wand 819.5/206.5, Heidelberger Hütte im oberen Val Fenga). Der Flysch bildet als jüngstes mächtige Polster (unteres Val Tasna) oder selbständige Schubmassen (Fimbartal, Val Fenga). Gelegentlich an der Basis der Silvrettamasse auftretende Triasdolomit-Schollen (Munt da la Bescha nahe der SW Kartenecke 812.1/180.6, Piz Cotschen-Nordgrat, Fluchthorn-Nordgrat, Velillscharte 820/208, Bürkelkopf-N) lassen sich als Zeugen eines weiten Transportes des Oberostalpins über das Unterostalpin auffassen. Dieses Verfrachten von Dolomitmaterial muss vor der Entstehung des Fenstergewölbes erfolgt sein.

Südlich des Inns ist die Tasna-Decke mitsamt den Serpentinmassen von Tarasp–Vulpèra stark verschuppt und ausgewalzt worden. Unterbau und Oberbau der Dolomiten sind daran gebrandet.

Die Unterengadiner Dolomiten erweisen sich als tektonisch selbständiges Element. In ihrem Liegenden blieben sporadisch Schuppen von Altkristallin und Trias erhalten, die als tektonische

Schubspäne zu betrachten sind. Als grösste solche Schuppenmasse erscheint im Nordosten des Kartengebietes der Triasklotz des Piz Ajüz und des Piz Lad.

PETROGRAPHIE UND STRATIGRAPHIE

PENNINIKUM

von J. Cadisch

Als wichtigstes penninisches Bauelement verläuft von der Alp Champatsch (NNW Scuol) nach Val Sinestra und ins Mundin-gebiet das weitgespannte Schiefergewölbe, dem bei Scuol und Bad Tarasp und am Mottana (SW Kartenrand) ein akzentuierter Nebensattel aufgeprägt ist.

Der Kern des Fenstergewölbes wird durch vorwiegend kalkige «basale Bündnerschiefer» gebildet. Bisher konnte diese Schiefermasse weder stratigraphisch noch tektonisch klar gegliedert werden. Lithologisch handelt es sich um wechselnd kalkige, sandige und tonige Sedimente, die seit Jahrzehnten mit denen der Viama, d. h. mit Gesteinen der Adula-Decke verglichen wurden. Die Bezeichnung «Schiefer» ist oft unrichtig, so wenn am Ausgang des Samnaunales, bei Vinadi (832.0/201.5) und Nauders gut gebankte Kalke und Sandkalke vorliegen. Hier und im Val Sinestra sind die Gesteine oft schwach metamorph als Kalkglimmerschiefer ausgebildet. Kommt es zu stärkerer tektonischer Beanspruchung, so entstehen Tüpfelschiefer.

Als einzige grössere Einlagerung erscheinen im Scheitel des Mundin-Gewölbes Diabase, die gegen Vinadi und Finstermünz (832.3/202.2) im Südschenkel ausdünnen. Diese Grüngesteine harren noch der petrographischen Untersuchung. Beim Grenzwachthaus in Vinadi ist eine primäre Auflagerung von Schiefer¹⁾ auf Diabas sichtbar, der in rundlichen «Brotten» im Schiefer eingebettet liegt und mit ihm verknüpft wurde.

Im Gebiet von Scuol-Tarasp ist der Anteil toniger Schiefer relativ gross. Sie verwittern leicht und spielen jedenfalls beim Mineralisierungsprozess der Säuerlinge eine grosse Rolle. Ausblühungen von Magnesiumsulfat sind häufig, kommen jedoch auch aus andern Gesteinen wie Altkristallin vor.

Die hangenden Schiefermassen des Fenstergewölbes werden, wie L. KLÄY (1957) zeigte, von schmalen Lagen andersartiger Gesteine wie Triasdolomit, Ophiolith usw. durchzogen, bilden

¹⁾ Im Schiefer fanden wir 1961 Fuchsit.

somit nicht eine einheitliche Schichtfolge. Eine vom genannten Autor zwischen Stammerspitz und Piz Arina (N des Atlasblattes) gefundene Serie «pseudounterostalpiner» Schiefer konnte nicht in unser Kartengebiet verfolgt werden. Ob an ihrer Stelle eine tektonische Fuge bei Zuort (oberes Val Sinestra) nach Champatsch durchzieht, wissen wir nicht.

Auf Blatt Scuol-Tarasp wurden vorwiegend sandige und eischüssige Schieferkomplexe schematisch mit roten Punkten gekennzeichnet, die aus der Innschlucht gegen die Station Fetan und Val Corgnanca durchziehen. Besonders auffällig sind diese oft stark an Tasna-Gault erinnernden Arenite in der Basis des Piz Soèr. In ihrem Hangenden liegen am Piz Champatsch, Piz Soèr und Piz Spadla hell anwitternde Kalkschiefer, die den unterostalpinen Tristelschichten gleichen, jedoch keine Fossilspuren aufweisen.

Als oberstes Element der Bündnerschiefer treten bei Raschvella im SW-Schenkel des Gewölbes reichlich Quarz und wenig Feldspat führende Schiefer auf (827.77/193.13). Sie führen nach G. TORRICELLI (1956) die Foraminiferen

Orbitoides media D'ARCH.
Siderolites calcitrapoides LAM.
Siderolites aff. vidali DOUV.

womit Campanien-Maestrichtien-Alter bewiesen ist. Obschon ein Übergang in die liegenden Kalkschiefer vorzuliegen scheint, steht nicht fest, ob diese Oberkreide mit den basalen Schiefnern in ein und dieselbe normale Schichtreihe gehört. Zur Bündnerschieferkreide von Raschvella gehört zweifellos der Sandkalk von P. 1111 (SW Raschvella), in dem W. SCHILLER 1906 Lithothamnien fand. Sicher ist, dass sich die quarzitischen Gesteine von Raschvella um den Rücken von Fortezza-Plattamala herum gegen P. 1612 und P. 1541 fortsetzen. Als vermutlich westlichstes Vorkommen von Bündnerschieferkreide seien quarzitische Gesteine genannt, die unterhalb der alten Brücke in Scuol am Innufer anstehen (818.4/186.4).

OPHIOLITHE

von E. Wenk

Wenn man von einigen wenigen, tektonisch komplexen Vorkommen und von gesackten Massen absieht, sind auf Blatt Scuol-Tarasp Ophiolithe stets an ein bestimmtes Niveau gebunden. Sie treten im unmittelbaren Liegenden des Tasna-Kristallins und im Hangenden der grossen Bündnerschiefermasse des Fensters auf.

Es sieht also so aus, als besäßen sie tektonische Selbständigkeit. In der gleichen Grenzzone Unterostalpin–Penninikum trifft man stellenweise auch Gips an, dessen Vorkommen an dieser Stelle rätselhaft ist, würde man ihn doch am ehesten mit der Trias der Tasna-Decke parallelisieren.

Unter den verschiedenen Grüngesteinen dominiert der Serpentin weitaus; er allein bildet grössere zusammenhängende Gebirgsmassen. Diabase und Grünschiefer treten im Kartengebiet nur lokal auf.

Südlich des Inns bei Schuls liegt eine Verdoppelung der Ophiolithserie vor: ein schmaler Serpentinzug zieht von Vulpèra aus dem Fluss entlang zur Pradella-Brücke und wird von einer mächtigen Zone von Tasna-Kristallin überlagert. Darüber folgen gegen Süden zu nochmals ein breiter Serpentinzug und dann wiederum schmale Reste von Tasna-Kristallin und -Sedimenten. Auch im Gebiet von Fontana–Sparsels und auf Alp Champatsch, am Osthang der P. Minschun–P. Nair-Kette, liegen Verschuppungen und Verfaltungen vor. Daneben komplizieren Sackungen das geologische Bild wesentlich. Im Gebiet der Gemeinde Ftan zum Beispiel dürfte keiner der vielen Ophiolith-Aufschlüsse anstehendem Fels entsprechen. Aus diesen Gründen und angesichts der isolierten Aufschlüsse von Diabas bleiben die geologischen Beziehungen zwischen den weitaus vorherrschenden Serpentiniten und den sporadisch und randlich auftretenden Diabasen–Grünschiefern unklar.

Nach J. CADISCH könnte man für die in der SW-Ecke des Blattes auftretenden und in der Faltenstruktur von Mottana an Tasna-Sedimente angrenzenden Spilite und Variolite in Analogie zu den Vorkommen von Arosa und Totalp Jura–Kreide-Alter annehmen. Die mit Primärkontakt im Tasna-Flysch eingeschlossenen Diabasvorkommen von Val Tuoi (Blatt Ardez), Muot da l'Hom (am westlichen Blattrand) und vom Bürkelkopf (Grenzkamm zwischen Samnaun und Paznaun) hält dieser Forscher für gleich alt oder etwas jünger als der Flysch, also für sehr wahrscheinlich tertiär.

0 Serpentin, Ophicalcit

Neben reinem Serpentin tritt untergeordnet Diallag-Serpentin auf. Diese Gesteine sind stets zerschert und zerbrechen in Scherben. VAN LOON (1960) bestimmte an Serpentin des Unterengadins einen mittleren Chromgehalt von 0,87 und einen Nickelgehalt von 0,38 Gew.-%.

Ophicalcit mit bis 1 dm³ grossen Einkristallen von Calcit werden im Gebiet SW Piz Tasna gefunden. Neben grün-weissen treten auch eisenreiche braunrote Ophicalcite auf.

$\delta\beta$ Diabas, Spilit, Grünschiefer

Vorkommen dieser Gesteine finden sich hauptsächlich im westlichen Teil des Blattes. Die klassischen Aufschlüsse an der Strasse Ardez–Scuol und auf Alp Champatsch (Südriff, Nordriff) wurden von GRUBENMANN (in TARNUZZER & GRUBENMANN, 1909) und von VUAGNAT (1946, 1965) eingehend untersucht und beschrieben. An diesen Stellen sind z. T. Pillowlaven und Variolitstrukturen vorzüglich erhalten. Im allgemeinen ist die Serie jedoch stark verschiefert, und Grünschieferarten dominieren. Hauptgemengteile sind Albit, Pyroxen und Chlorit in wechselnden Mengenverhältnissen, neben Sericit, Epidot, Hämatit, Calcit und Amphibol. Auch in struktureller Hinsicht sind mannigfaltige Varietäten entwickelt; es sei auf die zitierte Literatur verwiesen. Gut erhaltene Variolite treten besonders auch in den Aufschlüssen NW Mottana auf. Gabbro, der wahrscheinlich zu den Ophiolithen gehört, steht ca. 350 m NE von Lai Nair bei Tarasp an (Zeichen $\delta\beta$ der Karte).

Magnesitgänge, Aragonit beim Schloss Tarasp

Die mächtige Serpentinzone der Clemgia-Schlucht wird schief zum allgemeinen Streichen von einem 1 bis 3,5 m mächtigen Magnesit-Quarzgang durchschlagen, der die Clemgia fünfmal quert. Das Gestein besteht zur Hauptsache aus Magnesit mit schwachem Fe-Gehalt und aus Quarz, untergeordnet aus Calcit, Hämatit-Limonit, Serpentin und einem grünen Nickelhydrosilikat. Im ersten Weltkrieg wurden Versuche zur Anreicherung und Verhütung von Nickel, im zweiten Weltkrieg solche zur Gewinnung von Magnesium unternommen; beide wurden aufgegeben. Kleine Magnesitvorkommen finden sich im Plan San Jon (südlich Scuol) und bei der Innbrücke östlich Scuol.

Einige Schritte östlich des Taraspersees findet sich, dem Serpentin eingelagert, radialstrahlig auskristallisierter Aragonit. Das hier befindliche Transformatoren-Häuschen liegt auf einer alten Schürfung auf Malachit, der sehr sporadisch im Serpentin vorkommt.

DIE UNTEROSTALPINE ZONE (TASNA-DECKE)

Allgemeines

von J. Cadisch

Diese Einheit zeichnet sich durch eine ausserordentliche Mannigfaltigkeit ihrer Gesteinsserie und durch ihren komplizierten Bau aus. Im Gebiete des westlich angrenzenden Blattes 420 Ardez reicht die Schichtfolge bis in die fossilführende Oberkreide und mächtige, sehr wahrscheinlich tertiäre Flyschbildungen hinauf. In dieser Normalserie transgredieren die Kreidegesteine vom Urgo-Aptien an mit polygenen Breccien und Konglomeraten über eine Schwelle von Tasna-Alt-kristallin (Ardez-Valmala-Piz Minschun-Piz Clünas). Von abrupten Gefällsstufen dieser Schwelle rutschten Kristallinschollen in die zum Absatz gelangenden Flyschsedimente (vgl. S. 41). Durch das starke Relief bedingt sind auch die merkwürdigen «Pseudoniveaus». Wurde örtlich nur Kristallin abgetragen, dann entstanden verrucanoartige Bildungen – so in der Oberkreide oberhalb des Minschunsees. Gelangte nur Dolomit zur Umlagerung, so liegt «Pseudo-Trias» vor, wie sie im Gault nördlich des Futschölpasses (NE-Rand Blatt Ardez) ansteht. Durch solche Einstreuung älteren Materiales wird oft das lithologische Bild merklich verändert. Lagen der Oberkreidemergelkalke vom Piz Clünas-Gipfel erhalten durch Kristallinkomponenten bunte Färbung.

Der Beobachter staunt, wenn er trotz verkappten Transgressionen und starkem lithologischem Wechsel noch einen ausgesprochenen Faltenbau antrifft. Die Faltung ist sehr wahrscheinlich in einer späteren tektonischen Phase erfolgt. Sie erinnert stark an den Faltenbau des Rätikon- und Plessurgebirges (Walzfalten).

Die unterostalpine Schichtfolge nimmt gegen Norden hin an Mächtigkeit ab. Es handelt sich zur Hauptsache um ein tektonisches Ausdünnen. Vom Tasna-Kristallin ist am Piz Tasna nur noch eine kleine Linse vorhanden. Triasdolomit, Liaskalk und Malmkalke setzen im Minschungebiet weitgehend aus. Andererseits wird der Flysch gegen Norden hin, wie L. KLÄY (1957) zeigte, stärker und sogar tektonisch selbständig. Im Fimbertal (V. Fenga) liegen darin bedeutende Gipslager, mächtige Faltenzylinder von Steinsbergerkalk, die wie gewaltige Lineale in plastischeren Gesteinsmassen das Gebirge durchziehen. Gips und Verucanosandstein wurden weithin verschleppt, während die Tasna-kreide in mehr oder weniger selbständigen Paketen auftritt (N Alp-

trider Eck, Flimschulter, Munt da Chierns (825.2/207.8), alles im N Samnaun). Eine Art Gegenstück zu diesen gewaltigen, nordwärts verschleppten Flyschpolstern bilden die während der Überschiebung im Süden zurückgebliebenen Flyschmassen. Tasna-Flysch ist unter dem Tasna-Kristallin bei Vulpèra am Inn «stekengeblieben». Wir finden ihn am Fussweg von Vulpèra nach dem Kreuzberg (816.1/184.8) hinauf. Flysch ist auch am Aufbau der *Zone von Champatsch* beteiligt, die unter der Tasna-Serie liegt und als tektonische Mischzone zu betrachten ist. L. KLÄY (1957) hat sodann von der Basis des Stammerspitz-Gipfels eine Zone unterostalpinen Flyschs beschrieben. Aus Flysch besteht auch die teilweise zwischen Muttler und Piz Arina eingelagerte «pseudo-unterostalpine» Zone dieses Autors (nördlich des Atlasblattes).

Wenn auch auf Blatt Scuol-Tarasp nicht mehr vorhanden, so muss doch hier die «Stammer-Serie» Erwähnung finden, die im Niveau der Zone von Champatsch auftritt. Die Stammer-Serie zeigt mit ihrer Schichtfolge grosse Ähnlichkeit mit den Engadiner Dolomiten. Dies führt zur Annahme einer Einschiebung oberostalpinen Materials im Hangenden der Bündnerschiefer und zur Postulierung weitfristiger Deckentransporte und intensiver Deckenrepetitionen. Zu ähnlichen Schlüssen führt das Feststellen von Triaslinsen zwischen Oberostalpin und Tasna-Serie am Munt da la Bescha SW Tarasp (812.1/180.6), am Nordwestgrat des Piz Cotschen (Blatt Ardez), am Larainfernerjoch (zwischen Fluchthorn und Piz Larain, Blatt Samnaun), auf der Idalp (818.9/207.5) und nördlich des Bürkelkopfs (N Samnaun). Die Tasna-Serie liegt somit eingebettet zwischen einer hangenden und einer liegenden Gleitzone.

Kristallin der Tasna-Decke

von E. Wenk

Die dem alten Sockel der mesozoischen Geosynklinalserie Tasna entsprechenden Gesteine haben die makroskopischen Gefügemerkmale und Verbandsverhältnisse des Altkristallins weitgehend bewahrt. Ihr mikroskopisches Gefüge zeigt wohl deutlich die Einwirkung der alpinen Deformation, aber Granit blieb dabei Granit. Der Mineralbestand wurde zum grössten Teil den bei der Deckenüberschiebung herrschenden epithermalen Bedingungen angepasst. Saussuritisierung, Sericitisierung, Uralitisierung und Chloritisierung bedingen die Grünfärbung der Gesteine und gestalten die mikroskopische Untersuchung unerfreulich.

Drei mineralogische Eigenschaften kennzeichnen die allgemeine Situation bei der alpinen Beanspruchung:

1. Als neugebildeter dunkler Gemengteil tritt in feinen, strahlig angeordneten Schüppchen der schon von STRECKEISEN & NIGGLI (1958) gemeldete *Stilpnomelan* auf, der im übrigen ja nicht bloss in unterostalpinen Kristallineinheiten sondern auch im Aarmassiv nachgewiesen ist. Er ist im Tasna-Kristallin in der Intergranulare und bezeichnenderweise auch in den Fugen grosser Kalifeldspatkörner anzutreffen. Im Hangenden der Basis des Silvretta-Kristallins fehlt dieses Mineral.

2. Bildung von *Aderperthit* und von *Albitsäumen* im Zusammenhang mit der *Kataklase*, was grössere Mobilität von Na in diesem tektonischen Niveau belegt. Als Endprodukt des Vorganges resultieren sehr reine und ideal gegitterte Mikrokline und grössere, neugebildete Albit-Zwischenkörner.

3. Extrem undulöse Auslöschung, Böhmsche Streifen und rupturale Deformation von Quarz auch in Gesteinen, welche die oben erwähnten Anzeichen von Umkristallisation erkennen lassen.

Das Tasna-Kristallin setzt sich auf Blatt Scuol-Tarasp aus oberpaläozoischen Eruptivgesteinen und aus alten metamorphen Gesteinen zusammen.

GO_T Granitisches Tasna-Kristallin: Granit und granitoide schlierige Gesteine, Aplite und Pegmatite.

Das grösste und am besten aufgeschlossene Vorkommen liegt E Ramosch, an der Pazza und Plattamala; es bildet das Gegenstück zum Sass Majur auf Blatt Ardez. Es handelt sich um grob- bis mittelkörnige, stellenweise porphyrartige, meist grüne, seltener rosa gesprenkelte Granite. Sie sind kieselsäurereich und sehr calciumarm. P. Niggli leitete den engadinitgranitischen Magmatyp von der Typenlokalität Plattamala ab. Hauptgemengteile sind grauweisser Quarz, mattgrüner Plagioklas und braunrosa Kalifeldspat, Nebengemengteile Chlorit, Muskowit-Sericit und Stilpnomelan. Massige Typen herrschen vor, inhomogene schlierige sind seltener und meist auf die Randpartien der grossen Granitmassen beschränkt. Aplitische und pegmatitische Bildungen sind nur lokal anzutreffen.

Im Handstück und Dünnschliff sind Tasna-Granit des Sass Majur westlich Ftan und Plattamala-Granit nicht zu unterscheiden von den grünen und rosa Granitvarietäten des Albulapasses und Juliergebietes.

GM_T Dioritisches Tasna-Kristallin: Diorit, Quarzdiorit, dioritoide Migmatite mit hornblendereichen Einschlüssen und plagioklasreichen pegmatitischen Adern, Hornblendit und Pyroxenit.

Diese Gruppe ist in kleinen Vorkommen im ganzen Tasna-Kristallin immer wieder anzutreffen und sie ist nicht auf die Randpartie der Granitstöcke beschränkt. Sie entspricht Grubenmanns basischer Varietät des Plattamala-Granites und Hammers basischer Fazies des Granites von Remüs. Beide Forscher betrachteten diese dunkel-grünen Gesteine als lamprophyrische oder melanokrate Spaltungsprodukte des Granites.

Der Mineralbestand setzt sich hauptsächlich aus stark saursuritisiertem, ursprünglich wohl intermediärem Plagioklas, Hornblende und Chlorit, Quarz in wechselnder Menge, sowie aus Epidot, Titanit, Muskowit und Calcit zusammen; Reste von Pyroxen sind stellenweise erhalten. Mafitite treten auf, sind aber sehr selten.

Die Textur und die sehr inhomogene Ausbildung der meisten quarzdioritischen-dioritischen Gesteine, sowie ihre Einschlüsse sprechen nicht für magmatische Differentiationsprodukte, sondern für Umwandlungsprodukte prä-granitischer älterer Gesteine.

Vor allem die deutlich gebänderten, Amphibolite führenden und von Plagioklas-Pegmatiten durchaderten dioritischen Gesteine WSW Ftan zeugen dafür. Auch die pegmatoid durchwobenen Gneise und Amphibolite am NE-Rand des Granitstockes von Sass Majur (z. B. Alpstrasse Laret, 812.5/187.1) weisen in dieser Richtung.

G_T Psammitisch-psephitisches Tasna-Kristallin und Adergneise: Glimmerquarzit, Gneisquarzit (metamorphe Arkose), Konglomeratgneis, untergeordnet Chlorit- und Glimmerschiefer, Übergänge in Adergneis und Migmatit.

Diese Sammelgruppe umfasst die auf Blatt Ardez ausgeschiedenen «Sericitphyllite, Konglomerate und Konglomeratgneise», die «Biotit- und Chloritschiefergneise», sowie das «Migmatitische Tasna-Kristallin». Beim Vergleich mit den Aufnahmen von GRUBENMANN (Spezialkarte Nr. 58) muss auffallen, dass die auf der jetzigen geologischen Karte als **G_T** zusammengefasste und mit **GM_T** wechsellagernde Serie der «Injectionszone» Grubenmanns entspricht, welche dieser Autor (in TARNUZZER & GRUBENMANN, 1909) als einen «durch gabbroperidotitische Intrusion und damit verbundene pneumatolytische Nachwirkungen (Injektion) metamorphosierten Zug von Engadinerphylliten» betrachtete. Wir stimmen mit GRUBENMANN darin überein, dass es sich um eine sedimentogene Zone mit basischen Einlagerungen handelt; lehnen aber seine Deutung, dass es sich bei den manchmal fast massigen Glimmerquarziten und Adergneisen um «infolge der Kontaktwirkung» umgewandelte Bündnerschiefer handle, entschieden ab. Die

Serie hat nichts mit Bündnerschiefern oder Engadinerphylliten zu tun, und die basischen Einlagerungen sind keine mesozoischen Ophiolithe sondern Altkristallin. Die betreffenden Gesteine sind also aus der Liste der Ophiolithe von C. BURRI & P. NIGGLI (1945) zu streichen.

Die Sammelgruppe birgt noch manche Probleme, die jedoch angesichts der prekären Aufschlussverhältnisse zur Zeit nicht zu lösen sind.

X **Blockmassen** aus verschiedenartigem, kataklastischem Tasna-Kristallin, vorwiegend granitische Gesteine.

Mit dieser Signatur sind die geologisch nicht mehr zusammenhängenden und petrographisch mannigfaltigen Blockfelder südlich Sent und Crusch bezeichnet. Sie liegen angenähert in der richtigen tektonischen Lage. Bei ihrem Zustandekommen dürften neben Sackungen auch Bewegungen und Auslaugungserscheinungen von Gipsmassen eine Rolle gespielt haben.

Sedimente der Tasna-Decke

von J. Cadisch

t **Trias**

Wie in Mittelbünden ist auch im Unterengadin die unterostalpine Trias nur rudimentär entwickelt. Der *Triasdolomit* stimmt mit dem ostalpinen Hauptdolomit weitgehend überein. Das Gestein ist grau bis graugelb, oft brecciös. Bei Verwitterung zerfällt es in eckige Stücke. Die Schichtung ist schlecht. Vorkommen: Unterhalb P. 1647.8 bei alter Mühle von Ftan; im Sondierstollen der Engadiner Kraftwerke; bei Plattamala unter der Talstrasse (früher gebrannt) zwischen Tasna- und Silvretta-Kristallin; im Val da Muglins südlich Sent.

Gips und *Anhydrit*. In den Erläuterungen zu Blatt Ardez wurden diese salinaren Bildungen als tektonisch verschleppte Schürfmassen deklariert und vermutet «dass diese Gipsmassen als tektonisch verschlepptes triasisches Schichtglied der Tasna-Serie aufzufassen seien». Diese Auffassung halten wir auch heute noch für richtig. Mit dem Gips vergesellschaftet sind oft bunte, tonige und quarzitischeschiefer.

l_T **Lias**

Spatkalke von Steinsbergerfacies. Das Originalvorkommen vom Burghügel Steinsberg ist in den Erläuterungen zu Blatt 420 Ardez beschrieben. Die Kalke von Craista Bischöf (811.4/185.0)

repräsentieren möglicherweise noch Norien oder Rhät. Ungefähr 200 m westlich des Kartenrandes ist zwischen Rusonch und Muot da l'Hom (812.3/188.3) Liasspatkalk aufgeschlossen, der Belemniten führt. Ähnlich wie bei Steinsberg ist die transgressive Auflagerung eisenschüssigen, bunt gefärbten Gesteins bei Naluns, P. 2280 (Skihaus-Ruine NNE Ftan) gut aufgeschlossen. Es handelt sich um in die Zone von Champatsch verschleppten unterostalpinen Lias. Ein ähnliches Vorkommen fanden wir am Gipfel des Piz Munschuns im Samnaun.

i Malm

In den Malm gehören die ziemlich mächtigen dichten Kalke von Mottana (ca. 2 km SW Kirche Tarasp), denen Lagen polygener Falknisbreccie eingelagert sind. Die Breccie führt reichlich grünen Tasna-Granit als Komponente. Weiter östlich, in der Clemgiaschlucht, ist der Kalk ziemlich stark rekristallisiert, und die Kristallinkomponenten zu dünnen glimmerreichen Flatschen ausgewalzt. Das an der Malmbasis aufgeschlossene, nur einige dm starke Kristallin ist eventuell als Komponente der Malmbreccie aufzufassen. Der Malmkalk der Tasna-Serie ist weiterhin anstehend im Val Lischana, ferner östlich davon bei P. 1526, am Hügel von Bain Crotsch erschürft und an der Innbrücke unterhalb Sur En (P. 1114) gut aufgeschlossen. Mit seinen bunten Breccien und Konglomeraten stimmt der Tasna-Malm weitgehend mit Falknis-Malm überein. Helle Kalke erinnern stark an Sulzfluhkalk.

e₁₋₃ Untere Kreide («Neokom»)

Schiefrige, kalkige und sandige Gesteine sind im Mottana- und Mottajüda-Gebiet (SW Kartenecke) in ziemlicher Mächtigkeit vorhanden. Es handelt sich um atypische flyschartige Bildungen, in denen bis dahin keine Mikrofossilien gefunden wurden. Das Neokom im Gebiet von Blatt Ardez ist besser aufgeschlossen. Kalkige Schiefer und Tonschiefer an der Basis der Tasna-Kreide, die südlich des Piz Tasna anstehen, wurden vermutungsweise als Neokom kartiert.

e₄₋₆ Urgo-Aptien, Tristelschichten

Im südlichen Minschungebiet (Alp Laret, Clünas, Minschun-Ostseite) scheinen die Tristelschichten mit bunten Konglomeraten bis auf Tasna-Kristallin zu transgredieren. Die Verhältnisse sind insofern kompliziert als eine nachträgliche Tektonisierung stellenweise stattgefunden hat.

Die typischen Tristelschichten sind als hell anwitternde, im Bruch dunklere Kalke (Tristelkalk) mit Einstreuung kleiner Dolomitkomponenten ausgebildet. Gelegentlich treten darin tonige Schiefer auf. Die Hangendgrenze gegen den Gault ist oft nicht eindeutig festzulegen. Am Piz Tasna bilden sandige Tristelkalke den östlichen Vorgipfel (ca. 3090 m); der Gipfel (P. 3179.3) besteht u. E. aus Gault-Kieselkalk, nach L. KLÄY gehört dieser noch in die Tristelschichten.

e6.7 « Gault», mittlere Kreide

Über den Tristelschichten folgen in der Regel die sandigen bis feinschichtigen Bildungen der mittleren Kreide. An der Basis kommen feine Breccien mit kristallinen Komponenten vor, so z. B. zwischen Piz Clünas und Piz Minschun. Quarzite sind für den oberen Gault typisch, schiefrige Partien sind atypisch. Der ursprünglich vorhandene und beinahe verschwundene Glaukonit ist durch chloritisches Mineral ersetzt (schwache Metamorphose). Infolge Verwitterung des Pyrits wittern die Gesteine braun an. Leitfossilien sind nicht vorhanden. Das Alter wird nur durch die stratigraphische Stellung zwischen Urgo-Aptien und oberer Kreide festgelegt.

e8.11 Obere Kreide, Couches rouges

Als typische Bildungen sind vor allem die meist hellgrauen, oft auch rötlich oder grün gefärbten Flaserkalke zu erwähnen. Sie stimmen lithologisch mit den Couches rouges der Falknis- und Sulzfluh-Decke Mittelbündens, der zentralschweizerischen Klippen-Decke und mit helvetischem Seewerkalk überein. Im Minschungebiet und im westlich angrenzenden Val Tasna kann eine Transgression bis auf Tasna-Kristallin rekonstruiert werden. Polygene Konglomerate mit «ingerutschten» Kristallin-Schollen sind als ursprünglich Liegendes zu betrachten. Bunte Breccien und Konglomerate sind sehr ähnlich den polygenen Tristelschichten, lassen aber bei näherem Zusehen den dichten, oft Fossilspuren enthaltenden Oberkreide-Kalkzement erkennen. Gute Aufschlüsse liegen zwischen Minschunsee und Piz Clünas-Gipfel. Am letzteren sind kristallinführende bunte Breccien vorhanden. Transgressive Tristelschichten, mit Tasna-Granit verfaltet, sind am Felsrücken NE Piz Minschun auf 2780–2800 m gut zugänglich. Da in der Falknis-Sulzfluh-Decke Mittelbündens die hangenden Couches rouges als «Globorotalien-Schichten» noch unterstes Tertiär repräsentieren, ist damit zu rechnen, dass auch die Couches rouges der Tasna-Decke noch ins Paleocaen hinaufreichen.

f Flysch

Als vermutlicher Tertiärflysch folgt über den Couches rouges eine Gesteinsmasse von Konglomeraten, Breccien, kalkigen, sandigen und tonigen Schiefern sowie grüngrauen Mergeln. Grössere Verbreitung zeigt dieser Flysch am Minschun-Westgrat (P. 2928, am Blattrand), in den Felswänden östlich unter dem Piz Minschun-Gipfel, am Muot da l'Hom da Ftan (P. 2512). Am letzteren Ort sind die Flyschgesteine mit wahrscheinlich gleichaltrigen Ophiolithen vergesellschaftet. Infolge tektonischer Verstellungen ist die ursprüngliche Schichtreihe nicht sicher feststellbar. Auf der Piz Minschun-Ostseite scheint auch Verschuppung mit den liegenden Couches rouges vorzuliegen. Grössere Flyschkomplexe sind auch auf dem Deckentransport an der Basis der Tasna-Serie verschleppt worden. Sie liegen z. B. in der Zone von Cham-patsch, so u. a. mit den Ophiolithen der Diabasklötze von P. 2593 und 2574 in primärem Verband. In ähnlicher tektonischer Situation befinden sich die stark verwitterten, gelblichen Schiefer mit ophiolithischen Einlagerungen, die NW Waldhaus Vulpèra das rechte Innufer bilden. Aus den merkwürdigen Lagerungsverhältnissen kann hier auf alte Sackungen geschlossen werden. Rezente Verstellungen sind an verschiedenen Dépendance-Gebäuden in Vulpèra konstatierbar.

Von der Clemgiaschlucht kann der Tasna-Flysch gegen NE bis ins Gebiet östlich von Pradella verfolgt werden, wo er sowohl östlich des Val Chazet im Sondierstollen und der anschliessenden Bohrung wie auch im Druckschacht bei Plan Mar (1 km ENE Pradella) zu durchfahren war. An beiden Orten sind dem Flysch Anhydritlinsen eingeschaltet, die als triasisch zu betrachten sind. Ein guter Aufschluss von Tasna-Flysch mit Sandsteinlagen ist beim Mundloch des Druckstollens oberhalb Bain Crotsch (820.9/186.5) geschaffen worden. Leitende Mikrofossilien waren bis dahin im Tasna-Flysch nicht zu finden.

Auffällig ist die grosse lithologische Übereinstimmung von Tasna-Flysch und den Saluverschiefern am Piz Nair (Oberengadin). Hier wie dort findet man massenhaft Problematika (Fukoiden, «fossile Regentropfen» usw.).

DAS OBEROSTALPIN (SILVRETTA- UND ÖTZTAL-DECKE)

Allgemeines

von J. Cadisch

Vom Piz d'Arpiglias und Piz Nuna bei Zernez setzt das Silvretta-Kristallin als Basis der Dolomiten am Fenster-Südostrand

unter dem Piz Lavetscha beinahe ganz ausdünnend in den «oberen Gneiszug» der älteren Autoren fort. Weiter im Osten nimmt diese kristalline Unterlage an Mächtigkeit wieder zu und wird im Piz Lad-Gebiet ungefähr 500 m stark. Gegen den Reschenpass hin (östlich des Blattes), wo die Piz Lad-Trias aussetzt, konnte eine scharfe Grenze zwischen Ötz- und Silvretta-Kristallin bis jetzt nicht gefunden werden. R. STAUB verlegte die Trennung hypothetisch unter die Schutthalden unter dem Piz Lad. Nach der Karte «Blatt Nauders» von W. HAMMER (1923) wäre an eine wenigstens sekundäre Trennung innerhalb des «Ötzkristallins» zwischen Nauders und dem Radurscheltal (5,5 km SSE Pfunds) zu denken. Nach Süden hin hängt das Silvretta-Kristallin – im Aufbruch des Val d'Uina nochmals erscheinend – mit dem Sesvenna-Kristallin zusammen. Vom Pass da Schlingia (Schlinigpass, S Blattrand) zieht die Dolomittrias als schmales Band nach Schleis (Clusio, Vintschgau) hinab, einerseits vom Münstertaler (= Silvretta-)Kristallin unterlagert, andererseits mit dem hangenden Ötzkristallin verschuppt. Die Trennung zwischen Silvretta- und Ötzkristallin dürfte keine tiefgehende sein. Die Ötztaler Kristallin-Platte tritt im Osten räumlich an Stelle der Silvretta-masse. Sie wurde sehr wahrscheinlich während einer spätalpinen Schubphase westwärts über einen schon vorhandenen Deckenbau hereingeschoben.

Oberostalpinen Kristallin

von E. Wenk

Im Gegensatz zum unterostalpinen Kristallin blieben in diesem höheren Stockwerke das Gefüge und der Mineralbestand der alten Sockelmassen, ja sogar ihre Grundgebirgstektonik trotz der Deckenüberschiebung grösstenteils erhalten. Nur längs der Deckenbasis treten alpine Mylonite und Kataklasite in Erscheinung.

Das Kristallin der Ötztal-Decke am östlichen Blattrand unterscheidet sich petrographisch nicht von demjenigen der Silvretta-Decke (siehe die Atlasblätter Zernez und Ardez), das unser Kartenblatt von Val Plavna her in NE-Richtung als sog. Oberer Gneiszug diagonal durchkreuzt und auch in den Aufbrüchen von Val d'Uina und Val d'Assa unter den Sedimenten der Unterengadiner Dolomiten zutage tritt. Beide oberostalpinen Einheiten bestehen aus mesometamorphen kristallinen Schieferen, die von jüngeren Ganggesteinen durchschlagen werden. Die Metamorphose ist paläozoischen Alters, und die Ganggesteine, welche im Untersuchungsgebiet nirgends in der mesozoischen Sediment-

decke auftreten, dürften oberkarbonisch-permisch sein. Es handelt sich also um alte Grundgebirgsblöcke, die auf die Alpen überschoben wurden. Die Gangschwärme könnten in Beziehung stehen zu den oberpaläozoischen Vulkaniten und Plutonen am Alpensüdrand.

Die geologische Situation – Überschiebung von steilstehendem und schiefachsigt gefaltetem Kristallin, das Disthen und Staurolith führt, längs flachgeneigter Deckenbasis auf unmetamorphe mesozoische Sedimente – ist hauptsächlich längs dem ganzen Ostrand des Kartenblattes wundervoll zu verfolgen. Das Phänomen Ötztal-Decke beweist hier an sich schon das voralpine Alter des Kristallinkomplexes, der ja weiter im Osten von der Trias des Jaggl in normaler stratigraphischer Diskordanz überlagert wird. Die Ötztal-Masse ist jedoch entlang dem ganzen schweizerisch-italienischen Grenzgrat stark gelockert und in Sackung und Rutschung begriffen. Die Klippe des P. Rims bildet ein Musterbeispiel dafür. Quartäre Vorgänge verändern das geologische Bild ständig.

Ganggesteine

Gänge sind im Kristallin des Oberen Gneiszes nur vereinzelt zu beobachten; im Ötztal-Kristallin treten sie aber gehäuft auf, vor allem im Gebiet des Rassasergrates. Es handelt sich um die jüngsten Gesteine des oberostalpinen Kristallins. Sie wurden von GRUBENMANN (in TARNUZZER & GRUBENMANN, 1909) und HAMMER (1923) beschrieben und sind auf der Karte in eine intermediäre bis basische und in eine saure Gruppe gegliedert.

π_0 Porphyrite und lamprophyrische Gesteine

Die porphyrischen Varietäten dieser vorwiegend grauen Ganggesteine enthalten Plagioklas, selten Augit als Einsprenglinge in einer sehr feinkörnigen Grundmasse. Wie in allen übrigen Ganggesteinen sind die Feldspäte zersetzt, und auch die Pyroxene sind vielfach uralitisiert oder in Chlorit und Calcit umgewandelt. Mit GRUBENMANN kann man diese hauptsächlich am Rassasergrat auftretenden Gesteine als Dioritporphyrite und Labradorporphyrite bezeichnen.

Die einsprenglingsfreien, feinkörnigen bis dichten, grauen bis bräunlichen Ganggesteine wurden von den älteren Autoren als Proterobase und Diabase bezeichnet. Was REINHARD (1964) für die analogen Typen des Sottoceneri erwähnt hat, gilt indessen auch hier: die Bezeichnung Diabas ist unglücklich. Die oft stark zersetzten, jedoch nicht in Grünschieferfazies vorliegenden, fein-

körnigen Ganggesteine sind je nach dem Vorherrschen von Plagioklas oder Kalifeldspat, von Pyroxen, brauner Hornblende oder Biotit, als Spessartite, Vogesite oder Kersantite zu bezeichnen; es handelt sich um lamprophyrische Gesteine.

π **Quarzporphyre und Quarzporphyrite**

Helle feinkörnige Ganggesteine mit Einsprenglingen von Quarz und Feldspat treten N des Griankopf und an der Craist'Ota auf (SE Blattecke). Sie wurden von GRUBENMANN als Quarzporphyre, von HAMMER als Granitporphyre und Aplitporphyre bezeichnet. Solche saure Ganggesteine sind im Silvretta-Kristallin unbekannt.

GO Leukokrate Gneise, vorwiegend Alkalifeldspat-Augengneise

Gneise von granitartiger Zusammensetzung sind hauptsächlich im Oberen Gneiszug und im Val d'Uina verbreitet. Hauptgemengteile sind Kalifeldspat, saurer Oligoklas, Quarz und Muskowit, manchmal tritt auch Biotit hinzu. Neben hellen gleichkörnigen Muskowitgneisen finden sich vor allem flasrige Augengneise, die oft hellen und dunklen Glimmer führen.

G Mesokrate Biotit-Plagioklasgneise und Glimmerschiefer \pm Granat, Disthen, Staurolith und mit Andalusit-Quarzknauern, übergehend in Plagioklas-Knotengneise und Bändergneise.

Solche metamorphe Derivate sandig-toniger Sedimente sind im Abschnitt Ruina Serviezal – Val Torta des Gneiszuges (NE Blattecke) häufig und bilden auch das Hauptgestein des Ötztal-Kristallins auf Blatt Scuol–Tarasp. Abgesehen von den oben genannten Gemengteilen treten auch Epidot, Chlorit und Hornblende auf. Besonders an der Craist'Ota, in der äussersten SE-Ecke des Blattes, sind bemerkenswerte Quarzknauer mit Andalusit zu finden. Plagioklas-Knotenschiefer und Bändergneise leiten zu hellen Gneisen über.

M Kristalline Karbonatgesteine

Diese Gesteine sind selten und treten nur als Linsen auf, so z. B. am Grenzgrat NE P. Russenna.

Am Amphibolite \pm Plagioklas, Epidot, Granat, Biotit, sowie Hornblende-Plagioklasgneise.

Der gewöhnliche Typus ist ein dunkelgrünes, feinlagiges bis gebändertes, seltener fast massiges und zähes Gestein, das im wesentlichen aus grüner Hornblende und Plagioklas (basischer Oligoklas bis Andesin) besteht. Je nach dem Hinzukommen von Biotit, Granat und Epidot, oder durch das Auftreten von Plagioklasknoten entstehen besondere Varietäten, die miteinander wechsellagern. Sehr verbreitet sind auch Hornblende-Plagioklasgneise, mit höherem Feldspatgehalt und wechselndem Quarzanteil. Sie gehen in Amphibolite über und können auf der Karte von diesen nicht getrennt werden.

GO' Oberostalpinen Kristallin im allgemeinen

Bei P. 2737 SW P. Minschun liegt eine Blockmasse von Augengneis, Bändergneis, Hornblende-Plagioklasgneis und Amphibolit auf Tasna-Flysch. Vereinzelt finden sich an dieser «il Pal» genannten Stelle auch Quarz-Andalusitknauer. Die Zugehörigkeit zum oberostalpinen Kristallin ist evident, aber der Blockhaufen hat eine merkwürdige tektonische Position. Möglicherweise handelt es sich um eine eingebrochene und abgesackte Partie des jetzt erodierten Silvretta-Daches des Fensters. Auch auf dem nördlich angrenzenden Gipfel P. 2928 findet man vereinzelt Silvretta-Blöcke.

Ausgewalztes oder kakiritisiertes Kristallin unbekannter Zugehörigkeit

Am Muot da l'Hom ob Ftan, P. 2512, finden sich zwischen Flysch, Kreide und Kristallin der Tasna-Decke und Ophiolith Aufschlüsse von mechanisch stark deformierten Gesteinen, die vom Unterostalpin abweichen und eher Ähnlichkeit zeigen zum oberostalpinen Kristallin. Helle Muskowitschiefer könnten z. B. ausgewalzten leukokraten Gneisen entsprechen; aber die Arbeiter möchten keinen Entscheid treffen.

Oberostalpine Sedimente

von H. Eugster

Stratigraphie der Basisserie (vgl. Fig. 1 und 2)

p. Permowerfénien

Die permischen Sedimente liegen auf einer tiefgreifenden lateritischen Verwitterungszone des Kristallins. Längs Bruchspalten sind die Gneise oft bis 20 m von der permischen Ober-

fläche weg weitgehend verwittert. Die ungeschichteten, aus schlecht sortiertem Material bestehenden Arkosen lassen sich am Eingang zur Uinaschlucht von den verwitterten Orthogneisen nur schwer unterscheiden. Auch die Grenze im Hangenden, gegen den Buntsandstein (Skythien), lässt sich – grossenteils auch wegen der tektonischen Bearbeitung – nicht eindeutig ziehen. Mangels Fossilien muss die Einstufung lithologisch geschehen.

Als Verrucano werden die grob- bis mittelkörnigen, grünen Arkosen an der Basis bezeichnet: (1) Fig. 1. Ihr Mineralbestand setzt sich wie folgt zusammen: bis nussgrosser, kantengerundeter Quarz, rötlicher Orthoklas, Plagioklas, Glimmer in faserigen Anhäufungen, Serizit, Limonit und Calcit. Über der Arkose folgen zur Hauptsache rote, grüne und rotviolette, innen helle Quarzsandsteine (2). Nebenbei kommen grünliche und rötliche tonig-sandige Schiefer vor. Gegen das Hangende nimmt die mittel- bis feinkörnige Ausbildung der Quarzsandsteine, die auch gläserige Quarzkörner enthalten, zu. Durch lagige Anreicherung des limonitischen Pigmentes und Muskowit- leisten entsteht eine schwach angedeutete Schichtung (3). In kleinen Aggregaten kommt Zoisit und wenig Calcit vor. An der Grenze gegen die anisichen Dolomite wechselt die Farbe durch Aufnahme eisenschüssiger Dolomit- substanz in gelb und beige, mitunter kommt auch dunkelgraue Fleckung vor.

In der Karte ist mit der Farbe p_1 ein nicht eindeutig als Carbon bestimmtes Vorkommen – Val d'Assa, Koord. 828.000/189.250 – eingetragen. Es handelt sich um eine sehr grobkörnige Breccie, die diskordant auf dem Kristallin liegt und im Hangenden diskordant von Verrucano überlagert wird (BURKARD 1953, S. 14). Ein weiteres Vorkommen, ebenfalls unsicheren Alters, aus graphitischem Glimmerschiefer bestehend, befindet sich im obersten Val d'Uina auf Sursass (Koord. 827.700/182.300). Es ist mit der Farbe **G** Glimmerschiefer bezeichnet.

Die Mächtigkeit erreicht im Val d'Uina, rechte Tal- seite, 150 bis 200 m; am Ausgang der Uinaschlucht sind es infolge tektonischer Reduktion nur ca. 20 m. Primäre Mächtigkeits- abnahme stellt sich sehr rasch gegen NE (Padavanna–Sassalm, ca. 2,5 km SW des P. Lad: 10–20 m) und gegen SE (Nordwand des Piz Rims ca. 8 m) ein. Am Fuss der Lischanagruppe wurde das Permowerfénien abgeschert und auf wenige Meter Mächtig- keit reduziert.

t_2 Anisien

In der S-chalambert–Lischanagruppe sind vollständige stra- tigraphische Profile des Anisien selten, weil die dem Oberen Gneiszug aufliegenden untertriadischen Schichtglieder tektonisch stark reduziert sind. Weniger gestörte Schichtfolgen kommen vor: im Val Glatsera und Val da Gliars (Westflanke des Piz

S-chalambert), am Fuss der Ostwand des Mot und im Aufstieg von Uina Dadora nach Mot, am Nordfuss des Mot Radond, ferner auf Sursass, im obersten Val d'Uina (südlich P. 2157), und in den Triasschuppen unter der Ötztal-Überschiebung.

Das untere Anisien beginnt (1) mit hellen, gelblichen, dolomitischen Sandsteinen; mitunter vereinzelte Quarzite (vgl. Fig. 1). Dann folgen (2) rauhe, sandige, zu Rauhwannebildung neigende Kalke und Dolomite, die gegen oben in (3) braunanwitternde, plattig bis dünnbankige Kalke übergehen; (4) dunkle gut gebankte Kalke; (5) rostbraun bis orange anwitternde sandige, eisenreiche Dolomitbänke, innen dunkelgrau, mit wirr angeordneten Spatadern, die beim Verwittern hervortreten und eine kantig-rauhe Oberfläche erzeugen (entspricht lithologisch dem *Spirigera (Retzia) trigonella*-Horizont der Ducangruppe).

Das obere Anisien besteht zunächst (6) aus charakteristischen dunklen Kalken mit welligen Schichtflächen und roten Schichtbelägen, die Bruchstücke von Crinoidenstielgliedern enthalten (wohl ein Äquivalent des Brachiopodenkalkes der Ducangruppe). Im Hangenden folgen (7) rötliche bis rosarote, gegen oben dunkler werdende, dünn-schichtige Kalke und Kalkschiefer. Bei starker tektonischer Druckwirkung gehen sie in marmorartige, dichte, rot und braun gebänderte, in klingende Schiefer zerfallende Varietäten über; (8) Kieselkonkretionen von 0,5 m bis mehrere m Länge schalten sich ein (Grossläger, P. 2157, nördlich Pass da Schlingia); (9) aschgraue, sandig anzufühlende, quarzhaltige, regelmässig gebankte Dolomite (entsprechen lithologisch dem Trochitendolomit des Ducangebietes). Querschnitte von *Enerinus*-Stielgliedern von 5–8 mm Durchmesser; Ostracodenschalen und Radiolarien (BURKARD 1953, S. 18).

Die Mächtigkeit des Anisien schwankt zwischen 100 bis 120 m; über dem Oberen Gneiszug ist das Anisien stellenweise tektonisch sehr stark reduziert.

t₃ Ladinien

Im allgemeinen lässt sich ein unterer, dünnbankiger, kalkiger (Arlbergkalk) und ein oberer, dickbankiger, dolomitischer Anteil (Arlbergdolomit) unterscheiden.

Stratigraphisch günstige Aufschlüsse findet man im Val d'Assa, auf der rechten Talseite des Val d'Uina am Munt Nov, im Val Triazza und besonders auf dem Grat des Piz San Jon (in der Triasscholle zwischen P. 3065 und P. 3093.1).

Sammelprofil (vgl. Fig. 1): (1) hellgelbe, spätige Kalke und Kalkschiefer; (2) dünnbankiger, dunkler Kalk von unregelmässigen Kalzitadern durchsetzt, mit 5 bis 10 cm mächtigen Tonschiefer-Zwischenlagen; (3) hellanwitternder, grauer Dolomit; (4) hellgrauer oft rötlicher, gutgebankter Dolomit, Gastropoden und Diploporen führend, stellenweise brecciös; (5) hellanwitternder, gutgebankter, korallogener Kalk; (6) gelbanwitternder,

grauer Dolomit mit braunen Schichtbelägen und schwarzen Silexkonkretionen als Knollen oder zuweilen als meterlange Lagen; (7) grauer, dickbankiger (bis 1 m mächtige Bänke), Bivalven führender Dolomit, der sich vom Hauptdolomit kaum unterscheiden lässt, Primärbreccien sind nicht selten; (8) zuckerkörniger, kristalliner, Gastropoden und Diploporen führender grauer Dolomit, im Bruch dunkelgrau; (9) dunkle Kalke und Dolomite mit Crinoiden, Silexknollen und -bändern; (10) helle, splittrigbrechende Dolomite, enthalten Drusen, die mit kristallisiertem Quarz erfüllt sind; (11) dunkle, plattigschieferige, zu klingenden Schiefen zerfallende Kalke und Dolomite, enthalten Gastropodentrümmer (*Pyramidellidae*) in den karminroten tonigen Schichtbelägen, infolge feiner weisser Dolomit- und Kalkspatkonkretionen gesprenkeltes Aussehen (im Val Chazett ca. 60 m mächtig); (12) heller, körniger aus Diploporentrümmer bestehender Dolomit, oft bis 50 cm mächtige Bänke, enthält unbestimmbare Bivalven, neben Silexkonkretionen; (13) helle, kavernöse Kalke und korallogene Dolomite; (14) weiss anwitternde, dichte, muschelig brechende Dolomite mit eisenschüssigen Schichtbelägen, in denen Crinoiden und Brachiopodenreste nesterartig angehäuft sind.

Die unter (1) und (2) genannten Gesteinsfolgen erinnern an die Ausbildung der Grenzschichten des Anisien–Ladinien im Duceangebiet und können als Äquivalent der «Mittleren Rauhwacke» angesprochen werden. Die «Mittelladinien-Gruppe» ist in der Triasscholle auf dem Grat des Piz San Jon (P. 3065 und P. 3093.1) gut ausgeprägt.

Während der Drucklegung ergaben die Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark (P. KARAGOUNIS 1962, S. 399) durch Fossilien belegt eine höhere Einstufung der Ladinien–Carnien-Grenze, so dass die in der Karte als Prosantoschichten ausgeschiedenen Schichten dem Ladinien zuzuweisen sind.

Die Mächtigkeit der ladinischen Schichtfolge schwankt zwischen 180 und 200 m. Im Val d'Assa, am Nordgrat des Piz Rims und beidseits der Unaschlucht erscheint die Mächtigkeit infolge verfalteter Schichtaufstapelung wesentlich grösser.

Diploporenfundstellen: Am Nordfuss des Piz Lischana; im Val Glatschera (W Piz S-chalambert); nördlich Mot Radond; am Eingang zum Val Cristannes (Südrand des Atlasblattes).

t₄ Carnien (Raiblerschichten)

Gute Aufschlüsse findet man auf der NE- und SW-Seite des Piz S-chalambert, in der E-Flanke des Piz Ajüz (gegen V. Curtinatsch), auf dem Grat von Mot (P. 2285.7) nach dem Piz Ajüz und in der Val Chazett. Ebenso die Ausbildung der obercarnischen Tuffite.

Das Gesamtprofil setzt sich zusammen aus (siehe Fig. 1): (1) graue und gelbliche Rauhwacken und kavernöse Dolomite. Letztere enthalten braun-

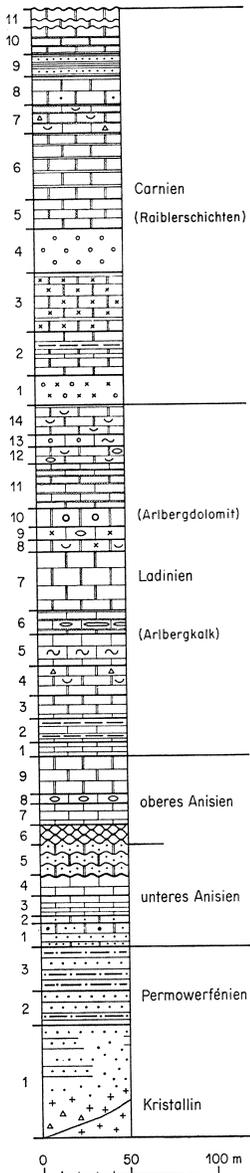


Fig. 1. Sammelprofil: Permowerféenien bis Carnien.

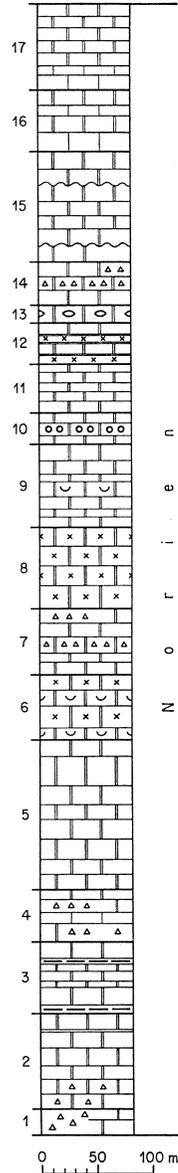


Fig. 2. Sammelprofil: Norien (Hauptdolomit).

anwitternde quarzitisch-siltige Zwischenlagen. Gips und Anhydrit kommen vor in der oberen Val Glatschera und im oberen Val Chazett; (2) gelblich bis weiss anwitternde, dichte, innen hellgraue Dolomite mit eisenschüssigen Tonhäuten auf den Schichtflächen. Zwischenlagerungen von Kalk- und Tonschiefern; (3) zuckerkörniger, kristalliner Dolomit; (4) gelbe und graue Rauhbacken; (5) grauer, gut gebankter Dolomit, dem Hauptdolomit ähnlich; (6) heller, zitrongelb anwitternder Dolomit mit Tonschiefer-Zwischenlagerungen. Letztere wittern gelb, grün und rötlich an; (7) dunkle, brecciöse Kalke und Dolomite mit Crinoiden- und Bivalvenbruchstücken wechseln ab mit dunklen Kalken, die von Quarz erfüllte Bohrröhren aufweisen. Die Schichtflächen sind versehen mit grünen und schwarzen Tonhäuten; (8) heller, gut gebankter Dolomit, stellenweise oolithisch; (9) rote, oft grün und gelb geflammte, rostig anwitternde Tuffite, in Wechsellagerung mit gelben und grünen, schwarz geäderten quarzitisch-siltigen Schiefern und muskowithaltigen feinen Sandstein-Lagen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 1 m und 8 m. U. d. M.: in einer serizitisch-chloritischen Grundmasse sind als Hauptgemengteil vorherrschend eckige Quarzkörner (teils korrodiert) und Chlorit enthalten. Akzessorisch kommen vor: Albit, Orthoklas, Zirkon, Turmalin, Titanit, in Körnern grünliches Glas (isotrop), Erz, selten hämatitische Lagen. Die Tuffe sind feingeschichtet (KELLERHALS 1966); (10) helle, gelbliche Dolomite mit eisenschüssigen Tonhäuten auf den Schichtflächen; (11) helle, karrig anwitternde, dichte Dolomite.

Die lithologische Ausbildung und im besondern die evaporitische Facies wechselt in vertikaler und horizontaler Richtung.

Am Fuss des Piz Rims wurde im Schutt ein Diabasgestein gefunden, dessen Herkunft in den Raiblerschichten der NW-Wand des Piz Rims zu suchen ist.

Die obercarnischen Tuffite sind als auffallender Horizont im Gebiet der Engadiner Dolomiten weit verbreitet, ebenso im Hochducangebiet. Die in der mittleren und oberen Trias häufig auf den Schichtflächen auftretenden grünlichgelben, rostrot und schwarz gefärbten «Tonhäute» dürften z. T. vulkanischer Herkunft sein. Ob es sich um Residualmaterial handelt, muss erst noch abgeklärt werden.

Fossilien: Nördlich des Piz S-chalambert (Bivalven in Dru-sendolomit, siehe Fossilzeichen in der Karte) und im Schutt nördlich des Piz Lad (TORRICELLI 1956, S. 37) wurden Steinkerne gefunden, deren Form «am ehesten gewissen Formen der Familie der *Nuculidae* (*Leda*) und der *Cardiniidae* (*Trigonodus*) entsprechen». Mikrofauna, u. a. Ostracoden und Dentalinen.

Tektonisch bedingte Anhäufungen und Ausquetschungen machen es unmöglich, genaue Angaben über die Mächtigkeit der carnischen Schichten anzugeben. Schätzungsweise dürfte sie höchstens 250 m betragen.

15 Norien (Hauptdolomit)

Im Lischanagebiet besteht das Norien fast vollständig aus Dolomit. Anklänge an die Plattenkalkfazies stellte TORRICELLI (1956) im Gebiet des Piz Lad fest.

Es liegt im Charakter der Sedimentation, dass die Ausbildung der einzelnen Gesteinsschichten nicht horizontbeständig ist. So können die im Sammelpprofil beschriebenen Schichtglieder in ihrer Mächtigkeit variieren und sich seitlich ablösen. Es handelt sich im allgemeinen um Sedimente, die in einem Flachmeer abgelagert wurden, dessen Subsidenz und Sedimentation dauernd im Gleichgewicht standen. Die sich wiederholenden intraformationellen Breccien lassen auf vertikale Bewegungen und Erschütterungen des Meeresgrundes schliessen. Sie sind wohl auf Thixotropie zurückzuführen.

An der Basis tritt sehr häufig eine charakteristische Breccie auf, die in den Engadiner Dolomiten weit verbreitet ist und im Hochducangebiet vorkommt (1), vgl. Fig. 2. Sie enthält Dolomittrümmer von sehr verschiedener Grösse; vom feinsten Zerreibungsmaterial bis zu Blöcken von mehr als 1 m Durchmesser. Der Zement ist dolomitisch, oft wenig verfestigt und von rotem sowie gelblichgrünem, kieselig-tonigem Material durchsetzt. Die Mächtigkeit wechselt stark und kann über 10 m erreichen. Gegen das Hangende geht sie oft in die Thixotropie-Breccie über. Darüber folgt (2) rauchgrauer, kristalliner, grobbankiger Dolomit und (3) hellgrauer, körnig anzuühlender Dolomit von wolkiger Struktur. Zwischen den Dolomitbänken sind bituminöse Kalkschiefer eingelagert. (4) Primärbreccien gehen seitlich aus gebanktem Dolomit hervor indem sich dünne Dolomitlagen ablösen, zerbrechen und in eine graue Dolomitbreccie mit Komponenten verschiedener Helligkeit und Grösse übergehen, vermutlich thixotropischer Entstehung; (5) hell und dunkelgrau anwitternde Dolomite, deren Anwitterungsfarbe die Bankung auf grosse Distanz gut erkennen lässt; (6) dunkler, kristalliner Dolomit, wechsellagernd mit Schilldolomit; (7) Primärbreccien mit dolomitischem Bindemittel; (8) Wechsellagerung von hellen und dunklen, kristallinen Dolomiten; (9) wolkig gefleckter, korallogene Entstehung vortäuschender Dolomit, der nesterartig angehäuften Bruchstücke von Zweischalern und Ostracoden enthält; (10) Dolomite mit lagenweise angeordneten Drusen mit Dolomitspat-Füllung; (11) feingeschichteter Dolomit, zeigt beim Verwittern hell- und dunkelgraue Bänderung; (12) Lumachellen in den schieferigen Zwischenlagen zwischen den Dolomitbänken; (13) Silexbildungen in Knollen und in 2 bis 10 cm mächtigen Lagen; (14) Primärbreccie wie (4); (15) kristalliner Dolomit mit eisenschüssigen kieselig-tonigen Schichtbelägen; (16) Wechsel von dunklen Kalken und hellen Dolomiten; (17) hell anwitternde, innen dunkle Kalke, gut gebankt mit Zwischenlagen von schwarzen Ton-schiefern (nur im nordöstlichen Teil vorhanden).

Innerhalb der Schichtfolge treten sporadisch Zellendolomite und Rauhbacken auf. Sie gehen aus gebanktem Dolomit hervor.

So am Fuss der Westwand des Piz Ajüz (gegen das V. Triazza; ca. 10 m mächtig) und am Fuss der Nordwand des Piz Lischana bei P. 2457 sowie zwischen Hauptdolomit und Liasbreccie im Kamin, das auf der Westseite des Piz Lischana zum P. 2971 hinaufführt.

Im oberen Teil des Tälchens zwischen Piz da Gliasen und Piz Mezdi entwickeln sich im kristallinen Dolomit in mehreren Horizonten Nester von Primärbreccien. In der grünlichgelben und roten, kieselig-tonigen Matrix liegen eckige, selten wenig gerundete Dolomittrümmer von 1–3 cm Durchmesser. Mitunter kommen auch 10–15 cm lange und 4–5 cm breite, eckige Dolomitkomponenten vor, die ganz in der roten kieselig-tonigen Matrix eingebettet sind. In der Richtung gegen den Piz Mezdi wächst das rote kieselig-tonige Material an zu einem einheitlichen, mehrere Meter mächtigen Lager. Im Hangenden folgen beige anwitternde, mikrokristalline, sehr dichte Dolomite (feinlutitisches Sediment) und schliesslich bis zur Obergrenze des Norien graue hell anwitternde Dolomite. Analoge Verhältnisse trifft man auch auf dem Gipfelkamm des Piz S-chalambert an. Eine stratigraphisch-sediment-petrographische Analyse würde den Rahmen dieser Publikation sprengen.

Schon im oberen Norien setzt jene, grosse Gebiete umfassende Regression ein, die im Lischanagebiet zur Emersion führte und Breccien von sehr verschiedener Ausbildung hinterliess. Da die Breccien auf Entfernungen von wenigen Metern in Ausbildung und Alter ineinander übergehen, wurden sie in der Karte mit der Signatur der Liasbreccie eingetragen.

Fossilien: Megalodonten sind nicht selten, jedoch nur in Querschnitten, in Nestern angehäuft, vorhanden. *Worthenia* sp. im Val Sasstaglià, S Mot San Jon (Fossilzeichen). *Pleurotomaria* sp. am Westgrat des Piz Lischana (zwischen P. 2971 und P. 3105). Muschel- und Ostracoden-Schill, z. T. sortiert.

Mächtigkeit: Mangels ungestörter Profile und durch die Aufspaltung des ganzen Schichtstosses in blockartige Schichtpakete, und da überdies während des Rhät und untern Lias eine beachtliche Denudation stattgefunden hat, ist eine richtige Schätzung sehr erschwert. Die maximale Mächtigkeit dürfte ca. 1000 m betragen.

r Rhät

SCHILLER (1906, S. 15) erwähnt folgende Vorkommen in der Piz Lad-Gruppe: 1. am Spi da la Chaldera (SE von P. 2238.8 am Südhang des Piz Ajüz der Piz Lad-Gruppe). 2. Val Dascharina =

Val d'Ascharina, vom Bach bis 1860 m etwas hangaufwärts. 3. S-chaletta (Val d'Assa). «Hell- und dunkelgrauer splitternder Kalk, graue Mergelkalke und dunkelgrauer Kalk mit gelblichem Mergel durchsetzt, die gesteckt voller schlecht erhaltener Fossilien sitzen. Meist Zweischaler, darunter *Lima*? sp., *Pecten*? sp., seltener Crinoidenstielglieder und Seeigelstacheln und einzelne Röhren von grossen Hexakorallen (1,5 cm Durchmesser).»

TORRICELLI (1956, S. 43): «Diese Vorkommen wurden von uns dem Lias einverleibt¹⁾. Es ist nicht ausgeschlossen, dass ein Teil der bunten «Liasbreccie» dem Rhät zugehört.»

Auf dem Hochplateau von Curtinatsch (westlich P. 2922) kommen neben einer schwarzen, rauhwackenartigen Liasbreccie dunkle Korallenkalke vor.

In der Basisserie ist das Rhät nirgends mit Sicherheit nachgewiesen. Siehe ferner «Rhät» in der Stratigraphie der Schuppen zwischen der Basisserie und der Scherfläche der Ötztal-Überschiebung (S. 36).

Liasbreccie

Schon in den obernorischen Dolomiten künden Rauhwacken, Zellendolomite und rote, gelbe, grüne kieselig-tonige Schichtbeläge eine Regression an. Zwischen Piz da Gliasen und Piz Mezdi nehmen letztere grössere Mächtigkeit an. Während der Trockenlegung, die sich während der Zeit des Rhät auswirkte, wurde der Hauptdolomit tiefgreifend aufgearbeitet und vorhandene Rhätablagerung weggeschafft. Anzeichen von Rhät findet man zwischen Piz Rims und P. 2566. Bei der darauffolgenden Inundation entstand die eigentliche Liasbreccie. Sie enthält eckige, mitunter kantengerundete, nicht sortierte Komponenten von sehr verschiedener Grösse, meist nuss- bis kopfgross, oft sind quaderförmige kubikmeter-grosse Blöcke eingelagert. Am Westabhang des Piz Rims deutet solch grobblockiges Material auf Felsstürze an Steilküsten hin. Es liegt in steilwandigen, 10 und mehr Meter tiefen Taschen des Hauptdolomites.

Im untern Teil der Breccie herrschen Dolomite vor. Gegen oben treten Komponenten aus dunklen, oft plattigen Kalken sowie korallogenen Kalken hinzu. Schliesslich findet man Crinoidenbreccien, in der bis 2½ cm lange Stielglieder eingebettet sind. Die Matrix besteht ebenfalls aus Crinoidentrümmern, vorwiegend sind Pentacrinen vertreten. Es hat somit wiederholte

¹⁾ Auf dem Atlasblatt Scuol-Tarasp ebenfalls dem Lias zugerechnet.

Aufarbeitung stattgefunden. In den Varietäten mit roten Kalken ist das Bindemittel bald karbonatisch, bald tonig-kieselig und dann intensiv rot, auch gelb und grünlich gefärbt. Durch Manganerze kommt gelegentlich braune und schwarze Färbung zustande.

Am Piz Ajüz und am Westfuss des Piz Lischana geht die Liasbreccie über in beige und rötliche Spatkalke mit Belemnitenbruchstücken. Auf der NE-Seite des Piz San Jon wurde die Liasbreccie durch tektonische Beanspruchung zu rot und beige gestreiften Kalken ausgewalzt.

I Lias und Dogger?

Auf die Liasbreccie folgen:

- 1) braunanwitternde Kalkschiefer mit metallisch glänzenden und schwarzen Manganbelägen. Stellenweise greifen sie taschenförmig in die Liasbreccie ein
- 2) gelb- und graugestreifte, innen dunkle, gut gebankte Kalke. Sie enthalten Ammoniten, die stark deformiert und deshalb nicht bestimmbar sind
- 3) schwarze Tonschiefer mit Kalkbänken
- 4) karrig anwitternde Sandkalke und graue Tonschiefer, pyritführend
- 5) Echinodermenbreccien
- 6) gelb- und graugestreifte, rostig anwitternde Mergelkalke und Tonschiefer, von Sandkalken und dolomitischen Echinodermenbreccien durchsetzt, mit Manganbelägen, pyritführend.

Eine stratigraphisch haltbare Gliederung der über der Transgressionsbreccie liegenden Sedimente ist mangels Leitfossilien fast unmöglich. Zuerst setzt im allgemeinen eine Kalkfazies ein. Gegen oben geht sie über in eine mergelig-kalkige, wobei zuerst graue, dann schwarze Schiefer vorherrschen. Auffallend ist die Einlagerung von quarzitischen Bänken und Sandkalken im oberen Teil (bei P. 2971 nördlich des Piz Lischana, im obersten Val Lischana (822.350/182.575) und im Nordgrat des Piz Triazza).

NE des Val d'Uina liegt offensichtlich eine etwas abweichende Ausbildung vor. BURKARD (1953) unterscheidet über 1. den «Gesteinen der Liastransgression», 2. «Allgäuschiefer», 3. «Oberer Liasmergelkalk» zwei Horizonte: 4. «Hierlatzkalk» und 5. «Hellroter Crinoidenkalk», die auf Grund der Mikrofauna und eines aufgearbeiteten oberliasischen Ammoniten (BURKARD 1953, S. 31) wahrscheinlich Doggeralter haben dürften.

Fossilien: Ammoniten sind in den grauen, unteren Liaskalken nicht selten, jedoch meistens durch Druck deformiert oder nur in Bruchstücken vorhanden und daher nicht bestimmbar.

SCHILLER (1906, S. 16) fand im oberen, braunroten Liasmergelkalk von Plattas, ca. 2 km SE vom P. S-chalambert-Dadaint, *Hildoceras* (*Harpoceras*) *bifrons* BRUG., neben andern *Harpoceras*-Arten, ferner *Nautilus* sp. indet. Damit dürfte Toarcien nachgewiesen sein.

Belemniten in Bruchstücken zu eigentlicher Breccie angehört kommen am Piz Ajüz und auf Lais da Rims (Hochplateau südlich Piz Curtinatsch) vor. Ausserdem treten auf: *Pecten* sp. indet., Bryozoen, Seeigel (*Diademopsis* sp., SCHILLER 1904, S. 20); *Pentacrinus* sp. und *Apiocrinus* sp. massenhaft als gesteinsbildende Breccien.

Foraminiferen: Textularien, *Robulus*, *Cristellaria*. Radiolarien.

Mächtigkeit: Die Liasbreccie ist ausserordentlich verschieden mächtig ausgebildet, entsprechend dem stark entwickelten Relief der Hauptdolomit-Unterlage. Am mächtigsten ist sie im Nordgrat des Piz Lischana und im Nordgrat des Piz Triazza entwickelt. Besonders grosse horizontale Ausbreitung erlangt sie auf Lais da Rims. Gegen S und E nimmt ihre Mächtigkeit ab.

Die Liaskalke und Liasschiefer sind schätzungsweise bis 200 m mächtig, meistens infolge tektonischer Beanspruchung reduziert.

i_A Aptychenkalk

Durch die Bildung senkrechter Felswände gibt der Aptychenkalk im obersten Val Lischana der Landschaft einen besondern Akzent. Er ist zwischen P. 2801 und P. 2943 sehr gut aufgeschlossen. Über den rostig anwitternden, dunklen, z. T. kohligschwarzen Kalk- und Tonschiefern des Lias setzen mit scharfer Grenze rote und grüne kieselig-tonige, serizitisch glänzende Schiefer ein. SSE von P. 2943 häufen sie sich an, so dass der Eindruck erweckt wird, es handle sich um Radiolarite. Gelb und beige anwitternde, marmorartig dichte, innen hellgraue Pelite bilden die Hauptmasse. Sie sind oft feinschieferig, von Kalzitadern und feinen Quarzschnüren unregelmässig durchsetzt. Die wahrscheinlich bei der Sedimentation schon entstandenen, wellig verbogenen Schichtflächen sind mit hellgrünem, kieselig-tonigem, serizitisch glänzendem Material belegt. Gegen oben herrschen grau und grün gestriemte, dichte Mergelkalke vor. Sie sind feingeschichtet und spalten plattig auf.

Über die Ausbildung östlich des Val d'Uina siehe BURKARD (1953) und TORRICELLI (1956).

Fossilien: hauptsächlich nach SCHILLER (1904) und BURKARD (1953):

Aufgearbeitete Ammoniten des oberen Lias

Aspidoceras haymaldi (HERBICH)

Perisphinctes plebejus NEUMAYR

Perisphinctes fasciferus NEUMAYR

Oppelia cf. *zonaria* (OPPEL)

Oppelia schwageri NEUMAYR

Oppelia holbeini (OPPEL)

Lytoceras sutile (OPPEL)

Phylloceras cf. *serum* (OPPEL)

Aptychus sublaevis? STOPP.

Aptychus profundus STOPP.

Lamellaptychus beyrichi (OPPEL)

Lamellaptychus lamellosus (PARK.)

Lamellaptychus cf. *cuneiformis* (ROUSS.)

Lamellaptychus inflexicosta TRAUTH

Belemnites aus der *hastatus*-Gruppe

Belemnites ensifer OPPEL

Ferner Schalen von Bivalven, Seeigelstacheln, *Apiocrinus* sp., *Pentacrinus* sp., *Phyllocrinus* sp., Stielglieder von Crinoiden, Korallen: *Trochocyathus truncatus* ZITTEL, kleinere und grössere verzweigte Korallen, Radiolarien, Foraminiferen (*Robulus*, *Nodosaria*, *Textularia*). Nach der Fossiliste dürfte es sich um Kimmeridgien und Tithon handeln.

Mächtigkeit: 40 bis 50 m; östlich des Val d'Uina (BURKARD) 100 m und mehr.

i_R Radiolarit

Mit scharfer Grenze setzen über dem Aptychenkalk rote Radiolarite ein. Sie gehen über in grüne, dunkel grau-grüne bis schwarze Hornsteine. Durch die regelmässige Wechsellagerung von 6 bis 10 cm dicken Bänken mit 3 bis 5 cm mächtigen, feinblättrigen, tonigen Schiefeln kommt ein ausgeprägter rhythmischer Schichtwechsel zustande. An- und Abschwellen der Hornsteinlagen deutet auf Boudinage.

Gute Aufschlüsse befinden sich im obersten Teil des Val Lischana zwischen P. 2801 und P. 2943 und in einem zusammenhängenden Profil am Vorgipfel des Piz Lischana P. 3069.

In den zinnober- bis weinroten Varietäten sind die Radiolarien sehr zahlreich (schätzungsweise ca. 70% der Gesteinsmasse), so dass sich die einzelnen Individuen fast berühren. Spumellarien beherrschen das Feld (Durchmesser 0,05–0,3 mm). Daneben kommen vereinzelt fragliche Nassellarien vor. Die starke Durchädernung (aus feinkörnig auskristallisiertem, undulös auslöschendem Quarz) ist schon makroskopisch sichtbar. Die Adern gehen oft

quer durch die Radiolarien hindurch, sind zum Teil von Gleitflächen abgeschnitten und versetzt.

Sowohl die Radiolarite als auch die grünen Hornsteine bestehen aus einer dichten Chalcedon-Grundmasse mit ferritischem Pigment, das in suturartigen Schnüren angeordnet sein kann. Dadurch entsteht eine wellenförmige Feinschichtung. In den grünen Hornsteinen treten an Stelle des hochdispersen Pigmentes kristalline Mineralkörner auf. Neben Agglomeraten von Chlorit kommen vor: Chromspinell, Zirkon, eckige Quarzkörner, Serizit-schüppchen und Karbonatrhomboeder. Durch lagige Anreicherung der Vertreter der Chloritgruppe scheint sich ein Geopetal-Gefüge abzuzeichnen.

Die mikroskopische Charakterisierung der schwarzen Ton-schiefer-Zwischenlagen unterscheidet sich von jener der Hornsteine dadurch, dass im sehr feinen Aggregat von Chalcedon reichlich Karbonatkörner eingestreut und sehr oft lagig angehäuft sind. Daneben kommen eckige und gerundete Quarzkörner (0,05 bis 0,1 mm Durchmesser) vor. Die Radiolarien (vornehmlich *Liosphaerida*?) zeigen häufig ovalen Querschnitt. Nassellarien kommen etwas häufiger vor als in den Hornsteinen.

In der Richtung vom roten Radiolarit zu den grünen Hornsteinen nimmt die Häufigkeit der Radiolarien ab, schliesslich verschwinden sie ganz.

Mächtigkeit: 30 + x m.

Da die Hornsteinserie deutlich das Hangende des Tithon bildet, ist die Einstufung ins Tithon oder gar in die Kreide wohl naheliegend, jedoch noch sehr unbestimmt.

Vererzungen in Lias- und Malmgesteinen

1. Braunit

Der Braunit – nach Mitteilung von Prof. de Quervain in den Radiolarit-erzen des Oberhalbsteins am verbreitetsten – ist grösstenteils sekundär umgewandelt in ganz feinkristallin-schuppigen Psilomelan bzw. in eine bis zwei Komponenten der komplexen Mineralart Psilomelan. Die rötlichen mit dem tiefroten Radiolarit verknüpften Mineralien sind teilweise Rhodochrosit, teilweise Rhodinit.

Vorkommen:

a) als Lagen und Linsen bis zu 50 cm Mächtigkeit im roten Radiolarien-hornstein NW des Piz Mezdi. Über die Zusammensetzung geben folgende zwei Analysen Auskunft:

Schweizerische Geotechnische Kommission, Zürich
(Prof. Dr. J. Jakob, 12. 1. 1928)

SiO ₂	7,18%	Na ₂ O	0,08%
TiO ₂	0,00%	K ₂ O	0,05%
Al ₂ O ₃	0,00%	H ₂ O	2,22% (+ 110°)
Fe ₂ O ₃	0,47%	H ₂ O	1,23% (- 110°)
Mn ₂ O ₃	72,30%	CO ₂	6,36%
MnO	10,18%	P ₂ O ₅	0,01%
MgO	0,05%	SO ₃	0,00%
CaO	0,00%	BaO	0,00%
			<hr/> 100,13%

Georg Fischer AG, Schaffhausen
(Dr. H. Guyer, 8. 10. 1956)

Mn	46,7%
Fe	1,3%
CaO	2,3%
SiO ₂	10,3%
MgO	1,3%

Das Erz wurde auch chemisch, spektroskopisch und durch Radioaktivitätsmessungen auf Uran geprüft. Alle drei Untersuchungen ergaben übereinstimmend die Abwesenheit von Uran – selbst in Spuren.

b) als Matrix in Breccien, deren Komponenten aus Manganspat pseudomorph nach Dolomit bestehen.

c) als Schichtbeläge, dicht und wabenartig porös auf Aptychenkalk und Radiolarit, sowie grünen und schwarzen Hornsteinen.

d) als blauschwarzer hauchfeiner Anflug und in Dendriten auf den Schichtfugen des Aptychenkalkes.

e) rauhackartige schwarze Partien in der Liasbreccie.

2. Manganschwärze

a) als schwarzes russartiges Pulver auf den Schichtflächen der Liaschiefer.

b) als hauchartiger, metallisch-stahlgrau schimmernder Anflug in der Liasbreccie, im Liasschiefer, Aptychenkalk und Hornstein.

Die Vererzung ist sporadisch, sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung.

Auf Plattas kommt ein beachtlicher Anteil an Titan, ferner grüner Malachit auf den Bruchflächen und Rissen des Gesteins vor (BURKARD 1953, S. 37).

c Kreide?

Auf der Ostseite der flachen Wasserscheide zwischen Val Lischana und Vadret da Rims (nördlich P. 2943) liegen unter der aus Raiblerschichten und Hauptdolomit bestehenden Schuppe als oberstes Glied der Basisserie die von SCHILLER (1904, S. 30)

als Neocom bezeichneten Kalke. Über den dunkelgrünen bis schwarzen Hornsteinen folgen:

– beige Hornsteine mit violett und rötlicher Flammenstruktur. Darin sind bis 15 cm lange und ca. 5 cm dicke Trümmer aus rotem Radiolarit quer zur Schichtung eingespiess. In gleichem Niveau findet man auch eine Dolomitbreccie, bestehend aus 1–7 mm grossen, eckigen Dolomitkomponenten in einer stark rot gefärbten kieselig-tonigen Matrix, die nach dem Schlibbild aus pelitischem Material mit gleichmässig verteiletem ferritischem Pigment besteht. Die Matrix enthält dolomitische Bruchstücke (0,005 bis 0,04 mm), sowie feine Muskowitblättchen (ca. 0,02 bis 0,2 mm). Sehr selten findet man Radiolarien (0,1 mm) und gerundete Quarzkörner (0,05 mm). Auf dem Gipfel des Piz Lischana kommt eine Breccie von derselben Ausbildung vor (GRUNAU 1947, S. 40).

– rötlich-graue, schieferig spaltende Sandkalken von mittlerem Korn. An den fleckenartig eingebetteten Geröllen aus gröberem Sandkalk beobachtet man schwach ausgebildete Luv-Gräben und Strömungswülste. Neben diesen Sandkalken kommen auch solche vor, die bräunlich-grau gefärbt sind und gelblich anwittern. Sie sind von Korallen durchwachsen. Im Schlibbild fällt neben den Korallenquerschnitten die Breccienstruktur auf. Als Komponenten kommen vor: eckige Bruchstücke von Kalkpeliten, lagige Anhäufung von eckigem Quarzmaterial. Mangan-Erz führende Radiolarite kommen sporadisch neben den Sandkalken vor.

– als besonders auffallende Gesteinsart folgt nun eine Dolomitbreccie von regelmässiger Ausbildung. Neben den meist ca. 5 cm grossen, hell anwitternden, dunklen, kristallinen Dolomitkomponenten kommen auch solche aus brecciösem Dolomit vor. Durch die gelbe und hellbraune Anwitterungsfarbe des aus Quarz bestehenden Bindemittels und die hellgrauen Dolomittrümmer erhält die Breccie ein charakteristisches mosaikartiges Gepräge. Stellenweise ist das quarzige Bindemittel durch rotes radiolaritisches Material ersetzt worden. Die weinrot- und violett-geflamnte, amorphe, kieselig-tonige Masse, von gallertigem Aussehen, bedeckt die Schichtflächen schlierenförmig und durchdringt gangartig die Breccie (Taf. I, Abb. 1). Die 1 + x m mächtige Breccie bildet keine zusammenhängende Schicht, sondern ist in grosse Blöcke aufgespalten. Bald werden die Blöcke von braun anwitternden, dunklen Kalken, die mit schwarzen Tonschiefern eine gleichmässig zyklische Schichtung aufweisen, umschlossen (Taf. I, Abb. 2), bald von gelb anwitternden Kalkpeliten. Auch Sediment-Boudinage von sandigen Kalkpeliten und dichten Mergelkalken kommt in typischer Ausbildung vor.

– braun anwitternde, dunkle, siltige Kalke, die schieferig spalten, lassen auf den gelben Schichtbelägen schwach ausgebildete Stromriefung und Stromwülste erkennen. Das Schlibbild weist in einem kalkpelitischen Material eckige Quarzkörner (ca. 0,5 mm), Muskowitblättchen (0,05–0,08 mm) und ziemlich häufig Pyritkristalle auf.

– hellgelb und zitrongelb anwitternder, dichter, innen hellgrauer Mergelkalk. Die darin unregelmässig eingesprengten dunkelgrauen, wenige mm grossen Flecken enthalten Radiolarien (*Sphaeroidea?*). In der kalkpelitischen Grund-

masse der 2–5 cm mächtigen roten Varietäten sind Foraminiferen-Reste, gerundete Karbonatkörner (0,05 bis 0,8 mm) sowie eckige und gerundete Quarzkörner (0,03 bis 0,06 mm) und rhombische Calcitspaltstücke eingebettet. Das ferritische Pigment ist gleichmässig verteilt.

Es handelt sich bei diesem ca. 30 m mächtigen Schichtkomplex nicht um eine regelmässige Schichtfolge; seitliche Übergänge und Auskeilungen sind die Regel.

Stratigraphie der Schuppen zwischen Basisserie und Ötztal-Decke

Während in der Basisserie Verrucano, Trias, Jura und wahrscheinlich auch untere Kreide vertreten sind, kommen in den Schuppen nur Kristallin (in tektonischen Linsen) und Trias (Buntsandstein bis Rhät) vor (vgl. Fig. 3).

Gute Aufschlüsse befinden sich:

1. Auf der West- und Ostflanke des Piz San Jon, P. 3098: Kristallin bis und mit Norien.
2. In der Felskuppe südlich des Vadret da Lischana (am südlichen Rand der geologischen Karte, Koord. 822.1–822.3/182.0: Buntsandstein bis und mit Norien.
3. Im W–E verlaufenden Felsrücken am NE-Rand des Vadret da Lischana: Anisien bis Rhät¹⁾.

Bemerkenswert ist, dass der Hauptdolomit gegen oben in eine Breccie übergeht und die spärlichen Rhätbildungen taschenförmig in dieser Breccie eingelagert sind.

Es ist kein wesentlicher Faziesunterschied gegenüber der Basisserie festzustellen. Das Anisien ist sehr typisch ausgebildet, im Carnien sind die Tuffite mächtiger und mannigfaltiger entwickelt, die Rauhswacken fehlen infolge tektonischer Ausquetschung.

Wegen starker tektonischer Beanspruchung lässt sich die Mächtigkeit nur schätzungsweise angeben: Buntsandstein 0 bis ca. 8 m, Anisien ca. 30 m, Ladinien 45 m, Carnien 0 bis 20 m, Norien ca. 50 m, Rhät 0 bis 3 m.

Sowohl in der Basisserie als auch in den Schuppen, besonders aber in der Untertrias und den Raiblerschichten von Grossläger, ist die fazielle Übereinstimmung mit der Ducantrias auffallend.

¹⁾ Die drei mit dem Index **r** versehenen kleinen taschenförmigen Rhät-Vorkommen haben auf dem Atlasblatt fälschlicherweise die Farbe der Lias-schiefer erhalten.

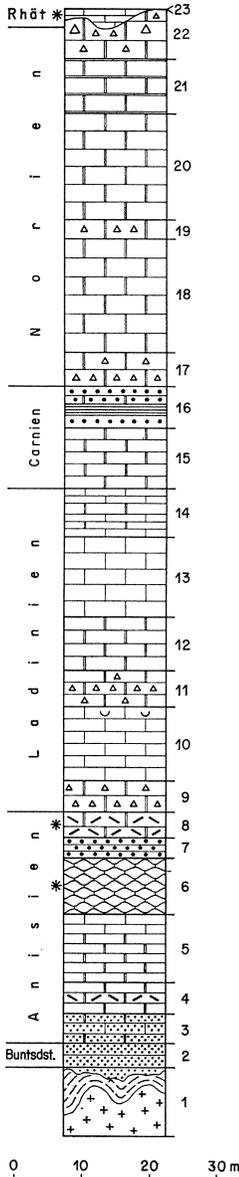


Fig. 3. Stratigraphisches Sammelprofil der Schuppen zwischen der Basisserie und der Ötztal-Decke.

Text zum Sammelprofil (Fig. 3):

- (1) Kalifeldspat-Augengneis, schwarze (graphitische ?) Siltschiefer
- (2) rötlich-violetter und grünlicher Sandstein
- (3) gelb anwitternder, sandiger Dolomit
- (4) hellgrauer, kristalliner Dolomit mit schwarzen Schichtbelägen
- (5) rostig anwitternder, dunkler, spätiger Dolomit, von Quarzadern durchzogen, karrig verwitternd (*Spirigera trigonella*-Horizont ?)
- (6) hell anwitternder, innen dunkler, knolliger, dolomitischer Kalk, splittrig brechend mit rötlichen, tonigen Zwischenlagen, die Crinoidentrümmer enthalten
- (7) dunkelgrauer Quarzit, von gelben und schwarzen Adern durchzogen
- (8) gelb anwitternder, dunkelgrauer, spätiger Dolomit mit Crinoiden
- (9) rötliche Dolomitreccie
- (10) dunkler Kalk mit Schalenrümern
- (11) brecciöser Dolomit
- (12) gelb anwitternder Dolomit mit braunen Schichtbelägen
- (13) dickbankiger, dunkler Kalk
- (14) dünnbankige Kalke und Dolomite mit rötlichen, tonigen Schichtbelägen
- (15) hell anwitternder, dichter Dolomit mit braunen Schichtbelägen
- (16) Tuffit zwischen grünlichen und schwarzen Quarziten
- (17) Dolomitreccie mit kieselig-tonigem Bindemittel
- (18) grauer, kristalliner Dolomit
- (19) brecciöser, grauer Dolomit
- (20) grauer, gut gebankter, körniger Dolomit
- (21) gelb anwitternder, grauer Dolomit mit kieselig-tonigen Schichtbelägen, durchzogen von schwarzen Ton-schnüren
- (22) graue Dolomitreccie
- (23) taschenförmige Einlagerungen von dunklen Kalken, durchsetzt von hell anwitternden tonigen Lumachellen, die Crinoiden und Bruchstücke von ? *Avicula contorta* enthalten.

QUARTÄRBILDUNGEN

von J. Cadisch und H. Eugster

Pleistocaen

Moränen der Eiszeit

a) Gebiet nördlich des Inn

Die Verbreitung der Talmoräne des Inngletschers zeigt, dass dieser bis über 2200 m hinaufreichte. Ob höher oben vorhandene Blöcke als Relikte der Risseiszeit (Streublöcke) anzusprechen sind, ist ungewiss. In den nördlichen Seitentälern und auf der Südflanke des Haupttales ist oft eine Durchmischung von weiter her stammendem Material (vor allem Silvretta-Kristallin) und Lokalmoräne erfolgt. Reste von Seitenmoränen des Inngletschers sind bei Ftan, und zwar beim Töchterinstitut und bei P. 1647.8, erhalten geblieben.

Sehr schöne «Moräentheater», die wahrscheinlich dem Daunstadium zugehören, liegen im Minschengebiet, so südlich des Minschunsees, bei Schlivera und auf Alp Champatsch. Hierher gehört auch die Endmoräne des Futschölgletschers bei Plan da Mattun, zuhinterst im Val Urschai (812.6/193.0).

b) Gebiet südlich des Inn

An der Westflanke des Piz San Jon (Sellas Trigl) liegen auf 2500 m ü. M. Erratika (Sesvenna-Kristallin, Buntsandstein, Liasbreccien). Auf dem Hochplateau von Piz Rims und Lais da Rims sind im Bereich der P. 2732 und 2687, ferner im W-E verlaufenden Tälchen südlich Piz Rims bis 2480 m ü. M. Sesvenna-Kristallinblöcke, am Piz S-chalambert-Dadora bis 2500 m ü. M. Liasbreccie als Erratika zu finden.

Auf folgenden Höhen zeichnen sich am NW-Abhang der Lischana-S-chalambert-Gruppe durch Häufung der Erratika Seitenmoränen des Inntalgletschers ab:

- a) auf 2040–2300 m ü. M.: Liasblöcke auf Mot und Alp S-chalambert. Sesvenna-Kristallin auf dem Nordgrat des Mot Radond (rund 2200 m ü. M.) dürfte auch in dieses Niveau gehören.
- b) auf 1800–1930 m ü. M.: Ein gut ausgebildeter Wall liegt am Mot Ajüz auf 1830 m ü. M. Ferner liegen Erratika (Gneis, Serpentin und Liasbreccie) auf dem Grat zwischen La Foppa und Val d'Uina bei P. 1923 (823.20/187.56).

- c) auf 1600–1720 m ü. M.: Am Nordhang des Mot Ajüz häufen sich die Erratika aus dem Oberengadin (bis 7 m³ grosse Blöcke auf 1720 m ü. M.).
- d) auf 1480–1500 m ü. M.: Zwischen Val Chazett und Val Vallorcha, ferner am W-Sporn von Alp S-chalambert gegen Val Gletschera und auf «Munt» (am NW-Abhang des Piz S-chalambert) lässt sich eine weitere Anhäufung der Erratika erkennen.
- e) Ob die Moränenreste auf 1360, 1430 und 1460 m ü. M. bei «Munt» einem aus dem Val d'Uina heraustretenden Arm des Sesvenna–Uina-Gletschers zuzuordnen seien oder einer Seitenmoräne des Inntalgletschers angehören, sei vorderhand dahin gestellt.

Nach dem Rückzug des Haupttalgletschers lagerte der Nebengletscher aus dem Val Lischana seine Endmoräne auf 1500–1520 m ü. M. ab. Zu diesem Stadium gehören die Moränenwälle von God Trid (Uina Dadora); wahrscheinlich auch die mit Blockschutt überdeckte Endmoräne des Val Sasstaglià auf rund 1600 m ü. M. (Val S-charl).

In den Nebentälern folgen talaufwärts Anzeichen von Endmoränen auf 1720–1760 m ü. M.; so im Val Lischana und im Val d'Uina bei Uina Dadaint. Sehr gut ausgebildet ist eine Endmoräne am Ausgang des Val Costannes auf rund 2220 m ü. M. Im Val Lischana und Triazza ist dieses Stadium schlecht erhalten.

Kleinen Hängegletschern angehörende Moränenwälle befinden sich im Val Chazett auf ca. 1580 m ü. M., im Val Tramblai (NNW des Piz S-chalambert Dadora) auf ca. 1600 m ü. M.

Inwieweit die vorhandenen Moränenbildungen der Schlussvereisung im Sinne O. AMPFERERS zugehören, ist nicht festzustellen.

Spät- bis postglaziale Rückzugsschotter

Solche Schotter sind in grosser Verbreitung und in verschiedenen Niveaus vorhanden, so beim Bahnhof Scuol, in Vulpèra, Gurlaina (S der hohen Innbrücke), Plan Grond, Plan Mar (beide bei Pradella) und weiter nördlich bei Talur, Zoppanaina. Nordöstlich Sur En liegen drei Schotterterrassen («Plan») übereinander. Südlich Ramosch sind in den Schottern verschiedene und verschieden hoch gelegene Innbetten in späterer Zeit herauspräpariert worden.

Postglaziale Schuttkegel sind gelegentlich den Rückzugsschotter-Terrassen aufgelagert, so am Ausgang des unteren Val S-charl (S Avrona und Plan da Funtanas).

Holocaen

Moränen des Gletscherstandes von 1850-60

Sie liegen im Val Lischana auf 2560 m ü. M.; im Val Triazza auf 2480 m ü. M.; im W-E verlaufenden Tälchen südlich Piz Rims auf 2530 m ü. M.

Infolge raschen Abschmelzens der heutigen Gletscher bilden sich keine ausgeprägten Gletscherzungen und daher auch keine Endmoränen. Eine besondere Stellung in dieser Hinsicht nimmt der Rimsgletscher ein. Dem auf 2530 m ü. M. liegenden 1850/60er Stadium folgen die gut erkennbaren rezenten Moränen erst in einer Entfernung von 2,5 km, auf 2800–2860 m ü. M.

Bergsturz- und Rutschmassen, Sackungen

Grössere Bergsturzmassen fehlen im Kartengebiet, mit Ausnahme der Blockmassen von Laret – Muot da l'Hom und Ftan, die wahrscheinlich in mehreren Stürzen zutafuhren. Der grosse Klotz Tasna-Kristallin, auf dem der schiefe Kirchturm von Ftan steht, könnte seiner Lage nach auch nur als versackt betrachtet werden. Der südliche Teil von Ftan liegt in einem Rutschgebiet. Auf Grund einer Expertise von ALB. HEIM¹⁾ wurden seinerzeit Entwässerungsarbeiten durchgeführt.

Als grosses Rutschgebiet sind die Hänge westlich und nordwestlich Sent zu nennen. Es hätten hier auf der Karte noch mehr Sackungszeichen angebracht werden können. Intensive Sackungen sind auch am Nordrand der Terrasse von Vallatscha westlich Tarasp (814.0/184.4) zu verzeichnen.

Auf Gletscher abgestürzte und auf Eistransport zurückzuführende Bergsturzmassen liegen am Ausgang des Val Sasstagliä ins Val S-charl; im Val Triazza zwischen 1960 und 2140 m ü. M. sowie zwischen 2460 und 2600 m ü. M.; im hinteren Val Curtinatsch zwischen rund 1900 und 2200 m ü. M.

Sackungswülste, die Moränenwälle vortäuschen, sind in verschiedenen Höhen zwischen Val Chazett und Val Vallorcha anzutreffen. Sie sind Anzeichen von andauernden und tiefgreifenden Hanggleitungen. Ebenso weisen meterweit klaffende Abrisspalten auf der NW-Kante von La Foppa und auf der Alp S-chalambert auf Absturzbewegungen hin. In den Raiblerschichten, besonders nördlich Mot Lischana, im Val Triazza und im Gebiet westlich und östlich des Piz S-chalambert, machen sich Rutschbewegungen fortwährend bemerkbar.

¹⁾ ALB. HEIM: Über Bergstürze. – Neujahrsbl. natf. Ges. Zürich, 1882.

Schuttströme

Als Schuttstrom kann die Endmoräne des Futschölgletschers im Val Urschai (812.5/193.0) betrachtet werden, obschon hier Messungen fehlen. Ansätze zu Schuttströmen sind im Val Lischana und im Val Triazza vorhanden.

Zu verschiedenen Deutungen gab das Vorkommen von Silvretta-Kristallin von P. 2737 nördlich Muot da l'Hom da Ftan Anlass. Während Prof. J. Cadisch zunächst bei der Kartierung vermutete, dass es sich um eine ins Flyschmeer abgerutschte Scholle handeln könne, gab später Prof. E. Wenk der Auffassung einer quartären Sackungsmasse den Vorzug. Rätselhaft bliebe in diesem Fall die Herkunft des ganzen Komplexes.

Als an Ort und Stelle aus dem Zusammenhang geraten ist die Blockmasse von Tasna-Kristallin zu betrachten, die unterhalb Sent bei Zoppainaina an der Talstrasse auffällt. Der Zerfall des Altkristallins ist wohl auf Lösungserscheinungen im liegenden Gips zurückzuführen. Gips ist unterhalb des Dorfes auf 1340 m und im Val da Muglins anstehend. Nach gütiger Mitteilung (vom 24. 8. 54) des verstorbenen Grundbuchgeometers N. Zonder bewegte sich der Kirchturm von Sent während der letzten Jahrzehnte jährlich um ungefähr 1 cm talwärts.

Lawinen- und Schneehaldenmoränen

Sie sind nur in den gut ausgebildeten Fällen ausgeschieden worden.

Kalktuffe

Solche Bildungen überdecken zwischen Scuol und Crusch (östlich Sent) bis auf über 2000 m Meereshöhe hinauf die Moränen- und Schieferbildungen. Moränen erhalten infolge Verkittung die Beschaffenheit eines Konglomerates und wurden auch schon als solches betrachtet (J. SÖLCH). Vermutlich sind die Tuffe während einer Zeit starker Niederschläge entstanden, denn heute sind die Sinter liefernden Quellen grossenteils verschwunden. Wo Quellen noch fliessen, staunt man allerdings über den raschen Absatz von Tuffbildungen.

Kalktuff kommt an den Quellen, die in den Waldgebieten der rechten Talseite an der Grenzfläche zwischen Silvretta-Kristallin (oberem Gneiszug) und dessen Liegendem austreten, da und dort vor, so im unteren Val Lischana auf 1540 m und oberhalb Bain Crotsch. Ungefähr 400 m SE P. 1402 bei Tarasp-Fontana wurde zeitweilig Tuff abgebaut. Er fand als Baustein Verwendung, so z. B. an der Fassade des Tarasper Posthauses.

Quellen, Mineralquellen

Quellen

Entsprechend der Mannigfaltigkeit der Felsunterlage und ihrer quartären Überdeckung sind die Quellenverhältnisse des Karrenbereiches von Scuol–Tarasp verschiedenartig. Nördlich des Inns spielt die Moränendecke weithin die Rolle des «Wassersammlers». Ftan, Sent und Ramosch beziehen ihr Trinkwasser aus höher gelegenen Wald-, Weide- und Alpengebiet. Scuol hat bis ungefähr 1964 das Trinkwasser von einer auf ca. 1540 m ü.M. im Val Lischana entspringenden Quellgruppe über den Inn und nach Pradella geleitet. Bei geringem Ertrag wird auch die ca. 50 m entfernte Ova Cotschna eingeleitet, die viel härteres Wasser führt (am 14. 8. 58: 472 mg Sulfate pro Liter). Neuerdings hat Scuol eine Kunststoffleitung aus der Alp Champatsch erstellt.

Auf der rechten Talseite entspringen zahlreiche Quellen an der Basis der Dolomitberge, die als Einzugsgebiete dienen. Von Plan da Funtanas im S-charltal über Val Lischana, Val Chazett und Vallorcha fließen starke Quellen aus Rauhwacken und andern Gesteinen über dem Silvretta-Kristallin aus. Analogere Entstehung sind die Quellen an der Überschiebungsfläche der Ötztal-Decke.

Resurgenzquellen

Im weitern Sinn: Aus Karsthöhlen stammendes als auch von oberirdischen Gewässern versiegt Wasser führend. Es wurden nur diejenigen Resurgenzquellen kartiert, die im Spätsommer und im Herbst Wasser führten.

Im Val d'Assa befindet sich die sagenumwobene «Funtana Chistaina» (827.875/189.075), die als «intermittierend» bezeichnet wird. Sie entspringt einem sehr verzweigten Höhlensystem (siehe S. 45). Vom 8. bis 15. August 1924 wurden in Intervallen von 3–6 Stunden die Schüttung, Wasser- und Lufttemperatur gemessen. Die Schüttung ist von den atmosphärischen Niederschlägen und vom Schmelzwasser abhängig. Sie reagiert selbst auf leichte Niederschläge innert 6–8 Stunden. Wenn tagsüber im Einzugsgebiet Schnee schmilzt, macht sich gegen Mitternacht ein Ansteigen des Quellertrages bemerkbar. Die Wassertemperatur ist abhängig von der Lufttemperatur.

Schon im 16. Jahrhundert wurde von ULRICH CAMPPELL im Auftrag von Conrad Gessner das Verhalten dieser Quelle beschrieben (ANKER 1962), ferner in neuerer Zeit von TARNUZZER & GRUBENMANN (1909).

Weitere Resurgenzquellen findet man: im Val Vallorcha (822.525/187.275); in der Uinaschlucht (824.375/187.550); zwei

Quellen bei der Uinabrücke P. 1387; im hinteren Val Curtinatsch bei P. 1872; Quelle des Rimserbaches (825.750/182.475).

Mineralquellen

Die Probleme des Mechanismus und Chemismus der Unterengadiner Mineralquellen spielten während der letzten Jahre eine besondere Rolle, da man sich mit dem eventuellen Einfluss von Kraftwerkbauten auf Ertrag und Mineralisation der Wässer befassen musste. Das umfangreiche Tatsachen- und Beobachtungsmaterial erfuhr eine eingehende Würdigung in einer ausführlichen Abhandlung von Ingenieur C. STAMM von der Suisselectra in Basel. Dieses nicht publizierte Exposé stand uns als Mitarbeiter zur Verfügung. Es sei hier auch auf die Mineralquellenkarte im Postrouutenführer Unterengadin (62. Aufl. 1955) verwiesen und nur einige wichtigere Angaben vermittelt. Vgl. auch J. CADISCH (1965).

Die Mehrzahl der Sauerquellen entspringt bei Scuol-Tarasp am Südwestende und die Quellen von Obladis und Entbruck-Prutz am Nordostende des Fensters, im Bereiche von dessen einfallenden Achsen. In Scuol handelt es sich um eine südwestlich an die Hauptantiklinale anschliessende Nebenantiklinale, die wir als Quellengewölbe bezeichnen.

Die Quellgruppe von Val Sinestra (Calcium-, Natrium-Hydrogenkarbonatwasser mit Arsengehalt und Säuerlinge) entspringt in Nähe des Scheitels der Hauptantiklinale an einer Quellenlinie oder Quellspalte, die ungefähr NNW, d. h. quer zum Gewölbe streicht. Der Ertrag belief sich im Mittel auf ca. 120 l/min., ein für solche Sauerwässer beträchtliches Quantum.

Ob der von CHR. TARNUZZER (1909) gemeldete Fund von Realgar und Auripigment bei Chavrid Pitschen (Chavrids, 821.8/191.6) mit den Quellen von Val Sinestra in Beziehung steht, war bisher nicht zu ermitteln.

Die Quellen von Scuol-Tarasp fliessen aus Ruschelzonen des Bündnerschiefers. Eine auffällige Quellspalte ist gegenüber der Sfondrazquelle am rechten Innufer sichtbar, andere sind bis dahin nicht sicher nachgewiesen.

P. BAERTSCHI (1957) hat durch Isotopenbestimmung nachgewiesen, dass das Wasser der Säuerlinge meteorischer Herkunft ist, während die Kohlensäure wie andernorts magmatischen Ursprungs sein muss. Der Weg, den das Wasser im Gebirge zurücklegt, ist von beträchtlicher Länge. Die 1965 und 1966 von Prof. Dr. H. Oeschger in Bern durchgeführten Tritiumbestimmungen ergaben, dass die Mineralisierung bei den stärkeren Quellen während einer Dauer von mehr als 10 Jahren vor sich geht.

Bezüglich ihres Salzgehaltes lassen sich zwei extreme Quelltypen unterscheiden: 1. die Kalksäuerlinge (Hydrokarbonatwässer) von Vi, Sotsass und Clozza (N Scuol) aus der Quellenantiklinale entspringend, die von der Mündung des Plavnabaches nach dem unteren Val Clozza axial aufsteigt. 2. Die Glaubersalzwässer, die am Inn entspringen. Die beiden wichtigsten Vertreter Luzius und Emerita zeichnen sich durch sehr starke Mineralisation aus. Ihr Steinsalz- und Gipsgehalt stammt zur Hauptsache aus den salinaren Bildungen der Tasna-Trias. Der hohe Natriumgehalt dürfte vor allem durch Ionenaustausch aus dem tonigen Schiefer herkommen.

Dass in der Gegend von Scuol-Tarasp auch eine Anzahl Wässer von vermittelnder chemischer Zusammensetzung entspringen, kann nicht verwundern. Es sei auf die ungefähr 2 km oberhalb Kurhaus Tarasp entspringende Bonifazius-Quelle und auf die noch nicht gefasste Lischana-Quelle bei Pradella verwiesen.

Das ganze Quellengebiet von Scuol-Tarasp bis Sent und Pradella ist ein mächtiges Kohlensäurereservoir. Durch die Sondierbohrungen der Engadiner Kraftwerke wurden verschiedene Säuerlinge erschrotet, so ein solcher am linken Innufer bei Suronnas (westlich P. 1141) mit über 2 g freier Kohlensäure pro Liter, ein anderer bei der Zentrale von Pradella (alkalisch). Im nahen Sondierstollen traf man im Anhydrit auf einen Kohlensäuresprudel (erdiger Säuerling), der auch nach Jahresfrist noch in gleicher Weise intermittierte.

Morphologie

Die Geschichte der Talbildung wurde in den Erläuterungen zu Atlasblatt 420 Ardez, auf dessen Gebiet sie klarer zu überblicken ist, behandelt.

Auf der rechten Talseite hat der eiszeitliche Gletscher eine grössere Zahl glazialer Rinnen herauspräpariert, so z. B. zwischen Sgnè und Vulpèra (Golfplatz). In diesem Labyrinth von Hügelrücken und Tälchen wohnte der prähistorische Mensch (Runenstein bei Sgnè).

Östlich der Clemgiaschlucht spielen Malmkalkkrücken die Rolle von Härtlingen (P. 1526 südlich Bain Jonnair und Malmkuppe südlich Bain Crotsch).

Für die Entscheidung der Frage, ob die Anlage der Uina-schlucht durch Querverwerfungen vorbestimmt war, sind keine sicheren Daten vorhanden. Es fällt jedoch auf, dass die Foppa-Mulde auf der linken Seite der Schlucht (Taf. IV, Profil 3) eine andere Form hat als auf der rechten (Profil 2).

Die bis ins Quellgebiet der Nebentäler zurückgreifende Erosion deutet auf die Tieferlegung der Erosionsbasis im Haupttal hin. Die alten Schuttkegel am Ausgang der Nebentäler wurden eingetieft, und jüngere Schuttkegel legten sich talwärts an sie an. Über ihre zeitliche Einstufung, wie auch über die Zuordnung der Felsterrassen rechts des Inn werden die in Ausführung befindlichen quartärgeologischen Kartierungen von P. Schlusche Aufschluss geben.

Talverlegungen

In prähistorischer Zeit floss der Inn westlich des Kirchhügels durch die Senke des heutigen Unterschuls. Bei der Lischana-Brücke liegt das Innbett heute vollständig in Serpentin. Der ehemalige Innlauf von Unterschul setzte hier gegen Duasasa fort, verlief also geradliniger als jetzt.

Betreffend alte Innbetten unterhalb Ramosch s. unter «Rückzugsschotter», S. 39.

Höhlen

Grosse Aufmerksamkeit fand das *Höhlensystem der Funtana Chistaina* im Val d'Assa (siehe S. 42). Es soll das grösste bisher in Graubünden vermessene Höhlensystem sein (ANKER 1962; TARNUZZER 1909).

Weitere Höhlen befinden sich im Val d'Uina: *Cuvel S-chala*, direkt am Weg in der vorderen Uinaschlucht (824.430/187.550) und *Cuvel Trida*, auf der linken Seite der Schlucht mit Resurgenzquelle (824.375/187.550). Nach ANKER (1953) sollen beide Höhlen früher miteinander in Verbindung gestanden haben.

Dolinen

Besonders zahlreich sind sie neben Quellaustritten am Ausbiss der Überschiebungsfläche der Ötztal-Decke. Dadurch ist diese tektonische Linie von Sursass bis Munt Russenna (rund 9 km) in der Landschaft leicht zu erkennen. Auf dem Hochplateau der Lais da Rims ist die Dolinenbildung durch den aus Hauptdolomit und Liasbreccie bestehenden Untergrund sehr begünstigt. Hier entstand eine grosse Zahl von Dolinenseen. Ein schönes Beispiel ist der tiefblaue, einem Kratersee gleichende Dolinensee bei P. 2566.

Im weiten Bereich der Raiblerschichten des S-chalambert kam es dort, wo sie gipsführend sind, zu mannigfachen Bildungen von Dolinen. Reihenförmig angeordnete Häufungen kommen vor: nördlich Mot Lischana auf ca. 1990 m Höhe sowie zwischen Val Triazza und Val Chazett auf ca. 1610 m Höhe; ferner im Hauptdolomit des obersten Val Lischana südlich P. 2861 und am Fuss des Gletscherabsturzes im Val Triazza.

Besondere Verhältnisse liegen vor beim Versiegen des Lischanabaches, südlich der SAC-Hütte. Eine eigentliche Doline hat sich nicht gebildet; Moränenmaterial überdeckt heute die Versickerungsstelle (ca. 2580 m ü. M.). SCHILLER (1904, S. 62) beobachtete, wie die Schmelzwässer ihren Weg in einer grossen Spalte im Boden fanden.

TEKTONIK

Penninikum und Unterostalpin

von J. Cadisch

Während die Zugehörigkeit der Silvretta- und Ötztalmasse zum Oberostalpin allgemein angenommen wird, sind bezüglich der Einführung von Unterostalpin und Penninikum in den alpinen Bau neuerdings von V. STREIFF (1962) und R. TRÜMPY (1960) Auffassungen geltend gemacht worden, die wir nicht anzuerkennen vermögen. Die Gleichstellung der Bündnerschiefer des Fensterinnern mit dem Ultrahelvetikum und die Verbindung der Falknis-Sulzfluh-Decke (und damit auch der Tasna-Decke) mit den penninischen Schamser-Decken Südbündens halten wir für irrtümlich. Letzterer Zusammenhang lässt sich nur mit einer sehr problematischen Einwicklung bewerkstelligen. Gegen eine Einwurzelung der Falknis-Serie in die Splügenermulde spricht das Fehlen entsprechender Elemente unter der Suretta-Decke (vgl. L. BLANC 1965 und J. NEHER 1967, S. 799).

Da einerseits die Gleichstellung von Falknis-Sulzfluh-Decke mit der Tasna-Decke und andererseits auf Grund stratigraphischer und tektonischer Befunde die Verbindung von Err- und Bernina-Decke mit der Tasna-Decke zurechtbesteht, haben wir die bisherige tektonische Gliederung beibehalten. Die Tasna-Serie nimmt mit ihrer Unterlage von Altkristallin mit grünen Graniten und mit ihrer Sedimentfolge von Verrucano bis und mit Tertiärflysch eine Mittelstellung zwischen Falknis-Sulzfluh-Decke im Norden und Err-Bernina-Decke im Süden ein. Sie zeigt auch starke Anklänge an die von F. RÖSLI bearbeiteten Serien des Murtiröl bei S-chanf (Oberengadin).

Ein Äquivalent der breccienreichen Arosutzerzone, die wir als stratigraphische und tektonische Mischzone zwischen Penninikum und Ostalpin betrachten, fehlt im Unterengadin. Die Platta-Decke des Oberhalbsteins mit ihren mächtigen Radiolariten, jurassischen Kalken und ihren Ophiolithen ist im Osten nicht vertreten. Von den Ophiolithen liegen die Serpentine im Unterengadin grossenteils im Liegenden der Tasna-Serie, während sie bei Davos ins Hangende der Sulzfluh-Decke verschleppt wurden. Die Diabase des Bürkelkopfes (im Samnaun) liegen primär im Flysch eingebettet, wofür sowohl im Rhätikon (Scesaplanahütte) wie am Stelli bei Langwies bescheidene Analoga zu verzeichnen sind.

Beschreibung einzelner Gebirgsgruppen¹⁾

von J. Cadisch

1. Die Innschlucht zwischen Val Tasna und Schuls. Der Schlosshügel von Tarasp

Eine Wanderung von der Tasnabrücke nach Kurhaus Tarasp und nach Schuls gewährt Einblick in die hangenden Teile der «basalen Bündnerschiefer». Der Überblick über die hier nach Westen abtauchende Quellenantiklinale wird erschwert durch das Fehlen von Leithorizonten und durch die Strassenkrümmungen, durch die man sich in der Richtung täuschen lässt.

Unterhalb P. 1287 (LK 1:25 000) stehen in den Wänden südlich God Plan wechselnd tonige und sandige Schiefer an, die ungefähr W–E streichen und gegen Norden einfallen. Die Gesteine sind leicht umgewandelt, kalkhaltige Lagen marmorisiert. Achsen kleinerer Falten fallen bis etwa 20° gegen W ein. Man befindet sich hier im Nordschenkel der Quellenantiklinale. Gegen das Wegerhaus Trambloi (P. 1220) und die Bonifaziusbrücke dreht das Streichen bis N 10° E ab, das Fallen beträgt 20 bis 40° W. Man gelangt hier in den Scheitel der Antiklinale und alsdann in den Nordschenkel zurück. Die Bonifaziusquelle, ein alkalisch-erdiges Sauerwasser, wurde am rechten Innufer im Schiefer gefasst.

Bei P. 1213 (ca. 240 m unterhalb der Bonifaziusbrücke) sind Phakoidstrukturen sehr schön sichtbar (Taf. II, Abb. 1). Sie verdanken ihre Entstehung – wie die Scheiterstruktur (mullion structure) – der Pressung normal zu den Schichtflächen.

¹⁾ Die folgenden Abschnitte sind vor allem den Geologen gewidmet, welche Fusswanderungen unternehmen. Es handelt sich somit um eine Ergänzung der Beschreibungen im «Geologischen Führer 1967», der sich weitgehend mit Strassen- und Autogeologie befasst.

Die Abbildung der Antiklinale durch A. HARTMANN (1927) ist ein Scheinbild, da die abgebildeten Schenkel nicht korrespondieren sondern miteinander einen Azimutwinkel von ungefähr 80° bilden.

Vom Kurhaus Tarasp führt eine Strasse nach dem Bahnhof Schuls, eine andere zweigt nach dem Kurort ab. Ungefähr gegenüber der Trinkhalle liegt an ersterer Strasse ein Aufschluss gelb angewitterten Gesteins, das N 90° E streicht und mit 55° gegen S fällt. Eine Falte fällt hier axial nach Süden ein.

Der kleine Hügel 300 m SSW vom Bahnhof (Pt. 1270.1, Motta Sfondraz) ist schon zur Bronzezeit und später immer wieder vom Menschen befestigt, d. h. umgeformt worden. Der Kern des Rückens besteht aus südfallendem Schiefer, der von z. T. grobblockiger verschwemmter Moräne überdeckt wird.

Am rechten Flussufer entspringen hinter der Trinkhalle die altberühmten Natronsäuerlinge Emerita und Luzius; unmittelbar unterhalb des Eisensteiges am linken Ufer die Sfondraz-Quelle (frühere Neue Badequelle), ein Natrium-Hydrokarbonatsäuerling. Die entsprechende Quellspalte ist am südlichen Flussufer unterhalb des Eisensteiges als auffällige Felskluff sichtbar. Die Gesteine sind örtlich intensiv gefaltet (vgl. Taf. II, Abb. 2). Unterhalb Vulpèra führt der Weg an Schieferaufschlüssen vorbei zu einer Stelle, an der bergwärts stark zerdrückter Serpentin, dann an steiler Halde Tasna-Flysch sichtbar ist (serizitische Schiefer mit kalkigen Lagen und ausgewalztem Diabas). Diese Flyschschiefer sind bei Gurlaina am Innufer wieder sichtbar, zunächst von einigen Metern Serpentin und alsdann vom Tasna-Kristallin der Clemgiamündung (Clüsa) überlagert. Anstehender Serpentin und Brocken aus einem Magnesitgang wurden ungefähr 160 m südlich der alten Brücke von Unterschuls am rechten Innufer festgestellt. Die neue Gurlainabrücke ruht beidseitig auf steil südfallendem Schiefer.

Die Ortschaft Scuol/Schuls liegt zum Teil unmittelbar auf südwärts einfallendem Bündnerschiefer, der z. B. an der Hauptstrasse in Fundamenten blossgelegt wurde oder direkt oberflächlich sichtbar ist. Dies ist u. a. in Val Chalzina (südlich P. 1531) der Fall, wo die Säuerlinge «Aua forta da Bügl grond» und «Aua forta da Plaz» entspringen. Der Schieferfels des Kirchhügels (Il Munt) streicht N 71° E und fällt mit 58° nach S ein. Auf der Südseite des Hügels liegt eine prähistorische Fundstelle. Ausgrabungen waren hier wieder im Sommer 1966 im Gange.

Der *Schlosshügel von Tarasp* besteht zur Hauptsache aus quarzreichem, teils feinschichtigem Sandstein des oberen Penninikums. Die auffällige Felsbastion verdankt ihre Entstehung dem widerstandsfähigen Gestein. Sie mag auch durch die Lage vor der

alten Mündungsstufe von Val Plavna bedingt sein. Es kommt noch eine besondere tektonische Lage hinzu: Die Streichrichtung des Felskomplexes dreht hier aus der normalen ENE-Fensterrichtung nach Osten ab. Ursache und Wirkung sind somit schwer auseinanderzuhalten.

Betreffend Mineralquellen siehe S. 43.

2. Die Gruppe Piz Minschun - Piz Tasna

Die Liegendgrenze des Tasna-Kristallins verläuft von Muglins (P. 1314, Tasna-Brücke) über God Plan und westlich P. 1647.8 vorbei gegen Ftan, wo sie von Schutt überdeckt ist. Gegen Muot da l'Hom (P. 2512) und Plütschessa dünnt das Kristallin rasch aus; oberhalb Alp Laret (westlicher Blattrand) wird es durch eine Lage Tristelschichten (= Urgo-Aptien), die meist als Kalke und Kalkbreccien, seltener als polygene Konglomerate ausgebildet sind, zweigeteilt. Am Muot da l'Hom ist die Tasna-Serie wie folgt vertreten: Am südöstlichen Steilhang steht auf ca. 2360–2400 m Kristallin an, darüber folgen Tristelschichten, Gault, Tristelschichten und am höchsten Punkt Kristallin. Dieses ist mit Flysch, welcher Diabas führt, verschuppt. Im Bachgraben NW von P. 2512 sind dem Flysch Triasdolomit, Rauhacke und Triasquarzit eingelagert. Wer auf den Piz Minschun steigt, nimmt seinen Weg am besten über den Felsrücken von P. 2737, der aus Silvretta-Kristallin (Augengneis mit Andalusit) besteht.

Am Piz Clünas treten, wie am benachbarten Minschun-Südgrat, Falten in Erscheinung, die hauptsächlich aus Gault bestehen. Im Ostabfall gegen die Alp Champatsch sind Serpentin, Tasna-Kristallin sowie Tristelschichten miteinander verfaltet. Vom Piz Minschun (P. 3068.2) fallen Faltenzylinder über Clavigliadas mit 25–32° gegen Valmala (im Val Tasna) ein. Dieses «Walzwerk» besteht aus Schuppen von Tasna-Kristallin, Klippen von kataklastischem Silvretta-Kristallin, Gault und Oberkreide mit einsedimentiertem Grob- und Feinschutt.

Die Unterlage der Tasna-Serie ist in den Hängen N und NE Ftan weithin durch Quartärschutt überdeckt. Isolierte Aufschlüsse von Ophiolith, Triasdolomit und Liaskalk wurden als Anteile der Zone von Champatsch betrachtet, in der vorwiegend Tasna-Flysch und basale Bündnerschiefer, im Norden des Kartengebietes auch Rozschiefer, vorhanden sind.

3. Das Gebiet zwischen Alp Champatsch und Val Sinestra

Im Dach des Schiefergewölbes liegen die drei Gipfel des Piz Champatsch, Piz Soèr und Piz Spadla, aus einer wechselnden Folge von bald mehr kieselig-sandigen, bald kalkigen oder tonigen Schiefeln aufgebaut. Die Sandsteine des Piz Soèr gleichen dem Gault der Tasna-Serie, die Kalkschiefer des Fil d' Spadla den Tristelschichten. Es fehlen aber sowohl Mikro- wie Makrofossilien, und die Zusammenhänge sprechen eher für Oberkreide- oder Tertiärflysch. Am Piz Soèr wurden relativ grosse Falten durch nachträglichen Zusammenschub und schwache Metamorphose beinahe verwischt.

An der Fuorela da Champatsch sind zwischen Ophiolithe und die Schiefer des Piz Champatsch Schuppen von Tasna-Kristallin eingeschaltet. Die Schiefer selbst sind an diesem Gipfel mit Diabasschiefern (mit Variolit) und Triasdolomit verschuppt.

Als guter Aufschluss im oberen Penninikum und auflagernden Tasnagesteinen kann das Val da Muglins bei Sent erwähnt werden. Die Schiefer fallen hier steil nach SE und sind mit Gips, bunten Schiefeln und Dolomit der Tasna-Trias sowie mit Tasna-Kristallin verschuppt. Es ist nicht ausgeschlossen, dass das steile Einfallen des Schiefers auch durch Hakenwurf bewirkt wurde.

4. Das Gebirge zwischen Branela (Val Sinestra) und Val Ruinains bei Seraplana

Die basalen Schiefer streichen über das Val Sinestra in die Südhänge des Piz Arina hinein. Bei Ramosch beträgt das Fallen gegen SE ungefähr 45°.

Am Rücken von Fortezza¹⁾–Plattamala stehen von SE nach NW an:

- | | | |
|--|---|------------------------------------|
| 1. Glimmerschiefer und Gneis von Serviezel | } | Oberostalpin,
«Oberer Gneiszug» |
| 2. Amphibolit | | |
| 3. Dolomit und Kalk (alter Kalkofen) | } | Tasna-Serie |
| 4. Tasna-Granit | | |
| 5. Dioritisches Tasna-Kristallin | | |
| 6. Kalkige Schiefer | | |
| 7. Quarzitisches Schiefer = Maestrichtien | | |

¹⁾ Der Name «Fortezza» rührt von Befestigungen aus der Zeit der Bündner Wirren her. Wälle und Gräben sind noch gut erkennbar (vgl. Siegfriedkarte!). Dieser Lokalität entspricht auf der Landeskarte P. 1548 (ca. 1,5 km NE von Ramosch).

5. Die penninische und unterostalpine Unterlage der Dolomiten

Diese Gebirgszone sei im folgenden von SW gegen NE hin besprochen.

Der waldige Rücken von Mottana und Mottajüda, ungefähr $2\frac{1}{2}$ – $3\frac{1}{2}$ km SW Tarasp, entspricht der «Quellenantiklinale». Südlich Vallatscha sind in deren Kern Tasna-Kristallin und Serpentin aufgeschlossen. An der Wand nördlich Mottana stehen Malmkalk und Falknisbreccie an, desgleichen weiter südwestlich bis zum Crap Putèr (ausserhalb des Kartenblattes). Staffelbrüche setzen hier die Schichtfolge gegen SW immer höher hinauf. Oberhalb Gondas (deutsch: Schutthalden) ist ein Paket Diabas offensichtlich zwischen die Malmkalke eingeschoben. Weiter unten am Hang, am Weg von Vallatscha nach Aschèra, steht der basale Bündnerschiefer an.

Zwischen Val Plavna (Vallatscha) und dem unteren Val S-charl vollziehen sich bedeutende tektonische Änderungen. Der «Obere Gneiszug», d. h. das oberostalpine Kristallin, keilt bei Plan da Frusch (ungefähr 2 km S Tarasp-Fontana) beinahe völlig aus. Hier steht im Wald im Liegenden auf ca. 1940–1960 m Gips an und zwar in gleicher tektonischer Position wie im Magnacuntunnel zwischen Station Guarda und Ardez. Der Serpentin nimmt südlich Tarasp an Mächtigkeit beträchtlich zu. Die Ophiolithzone reicht von der Kirche Tarasp (1400 m) bis auf 2000 m hinauf. Ungefähr 150 m nördlich der Kirche ist noch ein kleiner Felskopf granitischen Gesteins vorhanden. Am Strässchen nach Sparsels hinauf liegen die Grünschiefer dem sandigen Bündnerschiefer des Schlossbergs direkt auf. Am Kreuzberg (816.1/184.8) ist die Tasna-Serie nach den schlechten Aufschlüssen zu schliessen, auf ein Minimum reduziert.

Das gute Querprofil der Clemgia-Schlucht ist in der Literatur schon mehrfach beschrieben worden. Von der Clemgia-mündung bis zur zweiten Brücke bei P. 1342 liegen übereinander: Ophiolithe (am Innufer), Tasna-Kristallin, quarzitisches und granitisches injiziert, Serpentin mit einem Magnesit-Quarzgang, 50 m Malmkalk mit einem Kristallinblock an der Basis und ausgewalzten Kristallinkomponenten im Hangenden (Falknisbreccie), Kalkschiefer der oberen Kreide und von der Brücke bei P. 1342 an Flyschschiefer. Am Fussweg nach Plan da Funtanas hinauf fanden wir polygene Flyschbreccie mit kristallinen Komponenten.

Im Val Lischana steht auf ca. 1480 m Malmkalk an. Als kompaktes, widerstandsfähiges Gestein tritt der Tasna-Malmkalk

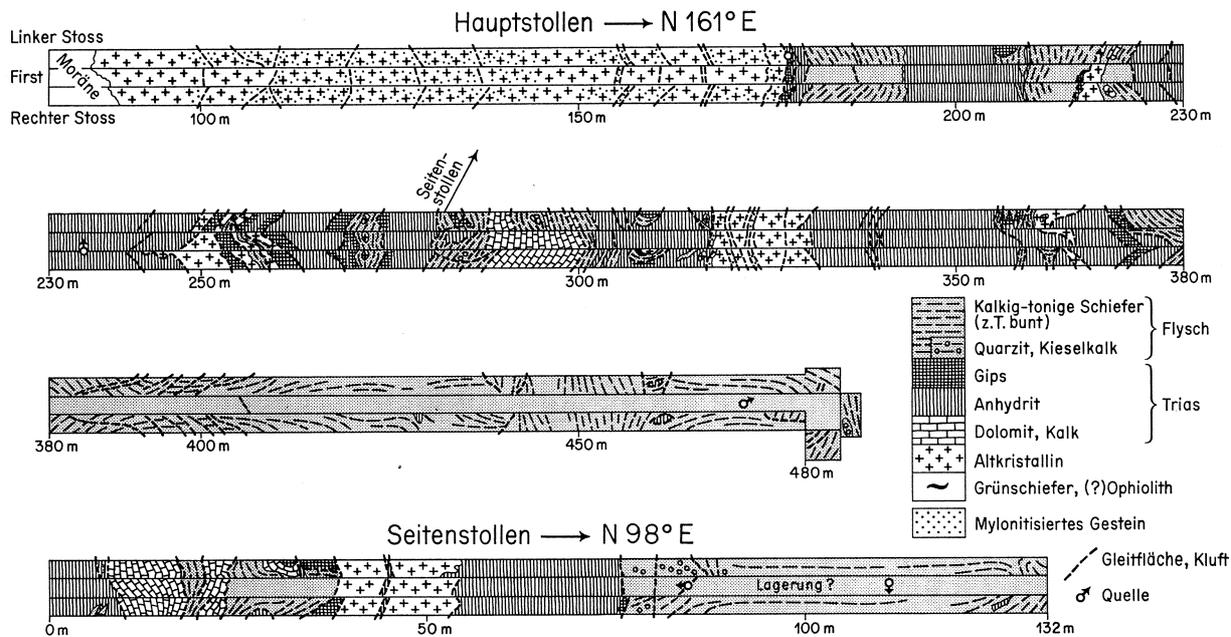


Fig. 4. Sondierstollen in der Tasna-Serie östlich Pradella, 1:1000 (Aufnahme: J. Cadisch und H. Schwarz 1960).

auch in den Wäldern zwischen den Seitentälern in Erscheinung. So bildet der Tasna-Malm den Kern des Hügels von P. 1526 südlich Bain Jonnair. Er wurde am Hügel von Bain Crotsch mittels Sondierung erschlossen.

Gegen Val Chazet hin keilt der Serpentin beinahe aus. Er ist im Druckschacht von Plan Mar noch ungefähr 30 m stark ange-troffen worden. Das Profil war hier von unten nach oben folgendes:

- Tasna-Kristallin, z.T. granitisch,
- Kalkmylonit, unregelmässig gelagert, ca. 1 m,
- Serpentin, ca. 30 m,
- Anhydrit und bunte Tonschiefer, 30-40 m,
- Flysch, unten mehr tonig, oben mit Bänken kieseligen Kalkes,
- Oberostalpinen Kristallin mit vorwiegenden basischen Partien.

1959 bis 1960 wurde bei Pradella Suot, ungefähr 300 m SE von P. 1141 auf 1145 m ü.M. ein Sondierstollen vorgetrieben, der ausserordentlich komplizierte Gesteinsverhältnisse antraf (vgl. Fig. 4). Es wurden - mehrfach verschuppt - durchfahren: Tasna-Kristallin, Triasdolomit, bunte Schiefer, Anhydrit¹⁾, Gips, Flysch und Ophiolithe, letztere stark ausgewalzt. Der Anhydrit zeigt ziemlich «unmotivierte» Lagerung. So durchsetzt er beispielsweise gangartig das Altkristallin. Die allgemeine Streichrichtung des Gebirges wurde mit Hilfe eines Nebienstollens bestimmt, sie verläuft N 40,5° E, d. h. etwa in Fensterrichtung. Mit zahlreichen Bohrungen erschloss man hier eine stark verwirrte Tektonik vom Typus «Haselgebirge».

Von Val Chazet gegen ENE wird das oberostalpine Kristallin immer mächtiger, bei Plattamala (2 km ENE von Ramosch) ungefähr 1500 m stark, wobei allerdings gewisse Verdopplungen möglich wären. Bei Raschvella liegt zwischen Oberem Gneiszug und Tasna-Kristallin eine stark ausgedünnte Lage von Triasdolomit und Kalkschiefer, die sich in den Sedimentzug Val Torta-Chilchèra Tudaischa (deutscher Kalkofen) verfolgen lässt.

Der Fuss des Gebirges besteht bei Mot und S. Niclà (NE von Seraplana) aus Maestrichtquarzit und -Konglomeraten sowie basalen Schiefern, die in der steilen rechten Inntalflanke bis an die Landesgrenze (Martina) aufgeschlossen sind.

¹⁾ Bei Progressive km 0,172 und 0,179 fand sich als Belag im Altkristallin und Anhydrit ein blaugrünes Mineralgemisch, das nach Untersuchung durch Herrn Dr. Tj. Peters vom Mineralogischen Institut Bern aus folgenden Komponenten besteht: 1. Dickit (vorwiegend), 2. Chlorit und 3. Pimelit. Letzterer, ein Nickel-Montmorillonit, verleiht dem Mineralgemisch die blaugüne Farbe. Der *Dickit* wurde damit in der Schweiz erstmalig festgestellt.

Oberostalpin

von H. Eugster

Allgemeines

In der Lischana-Gruppe lassen sich von unten nach oben folgende tektonische Einheiten unterscheiden:

Basisserie: Unteres Stockwerk (Kristallin, Unter- und Mitteltrias).

Oberes Stockwerk (Obertrias und Jüngerer).

Schuppen: Zwischen Basisserie und der Ötztal-Decke (Kristallin bis Obertrias).

Klippen der Ötztal-Decke (Kristallin).

Der Bau der Engadiner Dolomiten wird bestimmt durch Aufwölbungen und Einmuldungen im kristallinen Substratum (Taf. IV). Am SW-Rand des Unterengadiner Fensters fällt das Silvretta-Kristallin (Oberer Gneiszug von Schuls) steil gegen SE ein (Taf. IV, Profile 1–6) und steigt im Val d'Uina in einem Gewölbe wieder auf. Es handelt sich um die Foppa-Einmuldung und die Uina-Aufwölbung. Weiter im SE folgt die weniger tief greifende Rims-Einmuldung und schliesslich die sehr starke Sesvenna-Aufwölbung. Letztere liegt nur noch zum Teil im Kartengebiet.

Die Basisserie der Unterengadiner Dolomiten

Unteres Stockwerk: Die dem Silvretta-Kristallin normal aufliegenden Sedimente vom Verrucano bis und mit mittlere Trias sind harmonisch gefaltet. Auf dem NW-Abfall der Aufwölbungen folgen die Falten kaskadenartig aufeinander. Die liegenden Mittelschenkel sind in der Regel infolge Abscherung (Untervorschiebung) reduziert. Den leicht deformierbaren Raiblerschichten kommt die Rolle eines plastischen Abscherungsniveaus zu. Oft sind sie ganz ausgewalzt (Profil 2) oder zu grosser Mächtigkeit angehäuft (im Sockel des Piz S-chalambert und Piz Ajüz-Ostseite).

In der Foppa-Einmuldung des Substratums liegen als eigentliche Mulde die Sedimente der Unter- und Mitteltrias. Der NW-Schenkel ist tektonisch stark reduziert, der SE-Schenkel besteht aus eng zusammengepressten Falten des ladinischen Anteils (Profil 3). Den Kern bilden die Raiblerschichten, deren Rauhacken im Tälchen von La Foppa zu pittoresken Formen verwittert sind. In der Fortsetzung gegen NE, unter dem Piz S-chalambert, weitet sich die Foppa-Mulde, verengt sich dann im Val d'Assa und streicht schliesslich in die Luft aus. Anders verläuft die Entwick-

lung gegen SW: die Falten des SE-Schenkels werden immer mehr zusammengepresst und verschuppt. Schon im Val Triazza sind es isoklinal SE-fallende, von Scherflächen getrennte Schichtkomplexe (Profil 4); am NW-Grat des Piz Lavetscha sind nur noch Reste davon feststellbar.

Die Uina-Aufwölbung ist im Val d'Uina zweigeteilt. Die Achsen fallen sowohl gegen NE als auch nach SW ein. Im Val d'Assa kommt das Kristallin in einem kleinen Fenster zum Vorschein, (Profil 1), während im Val Lischana das Kristallin tief unter den Triassedimenten liegt.

Im Sockel des Piz S-chalambert bildet die untere Trias wellenförmige Falten (Profil 2). Gegen SW nehmen sie rasch gedrungenere Formen an. Schon im NE-Abfall von Mot sind sie intensiv zusammengestaucht und zerbrochen (Profil 3). Die oberste, gut ausgebildete Falte, die Mot-Falte, ist im Val Triazza noch erkennbar, wird aber gegen SW immer mehr zusammengepresst und streicht wie die Foppa-Mulde südwestlich Val Lischana in die Luft aus, so dass am NW-Grat des Piz Lavetscha neben Rauhacken nur noch Reste von Buntsandstein und untere Trias zu finden sind. An die Mot-Falte schliessen sich im SE weitere Falten an. Es sind dies flachliegende S-Falten auf der Westseite des Piz Rims, von Curtinatsch aus gut sichtbar. Dann fällt die Untertrias rasch in die Tiefe, entsprechend der Rims-Einmündung. Der Inhalt dieser Grossmulde besteht zur Hauptsache aus zusammengestauchten Falten von Hauptdolomit mit Liasbreccie und Liasschiefer im Hangenden und aufgeschobener Kristallin-Klippe der Ötztal-Decke.

Von der Sesvenna-Aufwölbung tritt im Quellgebiet des Uinabaches, nördlich des Schlinigpasses im Gebiet von P. 2157 Grossläger, gerade noch die NW-Flanke zutage (Profil 3 und Fig. 5). Die Basisserie steigt in reduzierter Mächtigkeit unter dem Piz Rims an die Oberfläche und keilt gegen den Kontakt mit der Überschiebungsfäche der Ötztal-Decke aus.

Das Carnien ist in einem fensterartigen Aufbruch im kuppelförmig gelagerten Hauptdolomit, am Eingang zur Uinaschlucht sichtbar. In der Verfaltung des Tuffitbandes (Fig. 5) erkennt man die intensive Tektonisierung. Unter der vollständigen Schichtfolge liegt eine Schuppe aus reduzierter Trias (Buntsandstein bis Carnien), die in normalem Kontakt mit dem Kristallin ist. Durch den Quellbach des Uinabaches wurde der Südrand des Fensters (ganz rechts in Fig. 5) aufgeschlossen (Kristallin, Buntsandstein und Anisien).

Das *Obere Stockwerk* zeigt im Gegensatz zum Unteren eine auffallende Bruchtektonik. Der Hauptdolomit liegt diskordant auf den Raiblerschichten (Profil 2) und ist in grosse gegeneinander verschobene Schichtkomplexe aufgespalten. Den gleichen Baustil weisen auch die Hauptdolomitmassen des Piz Lischana (Profil 4) und des Piz San Jon (Profil 5) auf; hier sind die Scherflächen noch steiler gegen NW aufgerichtet und erstrecken sich in NE–SW Richtung vom Piz Ajüz und Piz Triazza bis zum Piz San Jon hinüber.

In den tiefgreifenden Quertälern Val d'Uina, Val Triazza, Val Lischana und in der Clemgiaschlucht tritt die Struktur des Oberen Stockwerkes klar zutage. Aus dem sehr flachen Hauptdolomit-Gewölbe am Piz S-chalambert (Profil 2) entwickelt sich ein immer engradiger werdendes, das sich dann am Piz Pisoc (südlich des Atlasblattes) als schwungvoll angelegte «Pisoc-Falte» präsentiert und dem Beschauer von Schuls und Sent aus auffällt.

Es handelt sich bei der «Pisoc-Falte» nicht, wie früher angenommen wurde, um die Stirnfalte der Campo-Decke. An die Falte schliesst sich eine Mulde an, die Lavetscha-Mulde (Profil 6). Hier liegt also nicht etwa eine Deckenstirn vor, sondern die Mulde weist – wie auch das kristalline Substratum (Oberer Gneiszug) – auf eine Fortsetzung hin, die über dem Unterengadiner Fenster zu suchen ist. Eine wenig auffallende tektonische Einzelheit, die ebenfalls diese Interpretation begründet, erkennt man an der gerade noch angedeuteten Muldenbiegung im Hauptdolomit NW vom Piz S-Chalambert Dadora (Profil 2).

In der Rims-Einmuldung ist der Hauptdolomit intensiv zusammengepresst (Profil 3). Einen guten Einblick in diesen komplizierten Bau des Piz Rims gewinnt man vom Weg aus, der in der Schlucht des oberen Val d'Uina in den Felsen gehauen wurde. Der Inhalt der Rims-Einmuldung besteht zur Hauptsache aus Hauptdolomit, im Hangenden aus Liasbreccie und Liasschiefer. Darauf liegt die grosse tafelförmige Klippe aus Ötztal-Kristallin. Gegen Sursass wird die gesamte Schichtfolge vom Buntsandstein bis Lias sehr rasch, gleichsam die Form eines Retortenhalses bildend, abgequetscht (Profil 3), so dass im E zwischen Ötztal- und Sesvenna-Kristallin schliesslich nur noch Reste der Basisserie eingeklemmt sind. Der komplizierte Bau des Piz Rims setzt sich in den Piz Mezdi fort (Profil 2, östlich Piz Mezdi).

Der Talkessel von Grossläger (= P. 2157), der den obersten Teil des Val d'Uina bildet, schliesst das Sesvenna-Kristallin in einem Fenster auf. Hier tritt der NW-Schenkel der Sesvenna-Aufwölbung zutage.

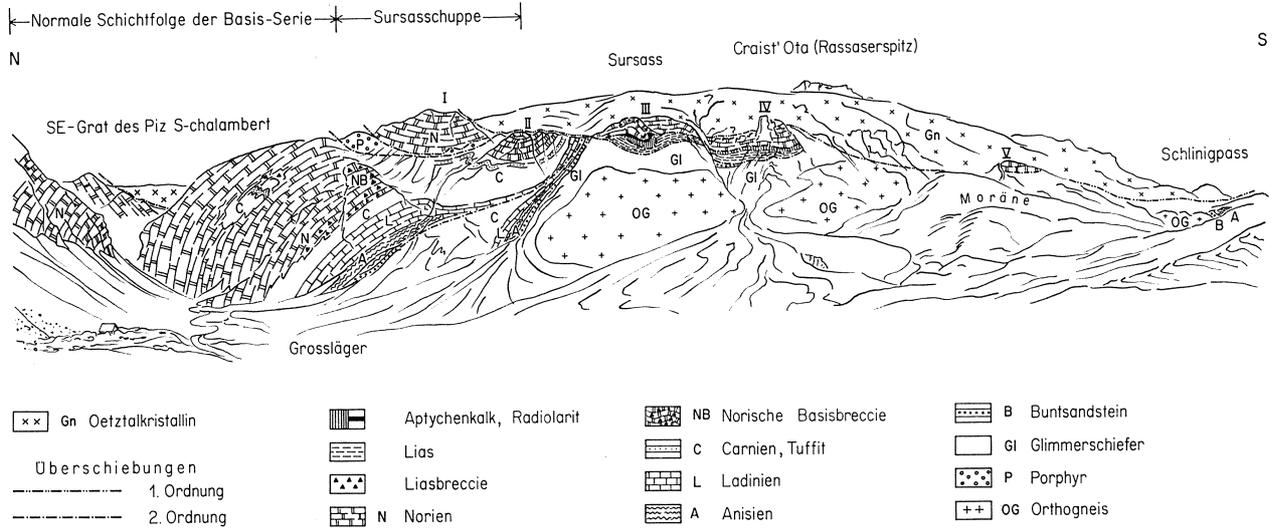


Fig. 5. Ostseite des Fensters von Grossläger (Grossläger = P. 2157 nördlich des Schlinigpasses).
Ziffern I-V vgl. S. 58.

Am Ostrand des Fensters sind folgende tektonische Elemente zu unterscheiden (Fig. 5):

- a) Die *Basisserie*: Sie steigt von Norden aus der Rims-Einmuldung herauf, zuerst ein kuppelförmiges Gewölbe und dann eine Mulde bildend. In der mit II bezeichneten Hauptdolomit-Scholle ist die Muldenbiegung erkennbar. Darunter liegen die carnischen Tuffite zu engen Falten zusammengestaucht. Die Untertrias ist stark reduziert.
- b) Unter der Basisserie liegt die *Sursass-Schuppe*: Das Carnien spitzt sich gegen die Überschiebungsfläche der Ötztal-Decke hin zu. Die stark reduzierte Untertrias liegt in normalem Kontakt mit dem Sesvenna-Kristallin.
- c) Die tektonische Stellung der *Hauptdolomit-Schollen I, II, IV und V*, unmittelbar unter dem Kristallin der Ötztal-Decke, ergibt sich dadurch, dass die Scholle I auf einer tektonischen Grossbreccie aus Porphyry und Untertrias, Schollen III und IV auf Rollfalten aus Aptychenkalk, Radiolarit und Lias-schiefer liegen; also auf stark durchbewegten obersten Teilen der Basisserie. Damit ist ihre Zugehörigkeit zu den auf S. 59 beschriebenen Schuppen erbracht. Bemerkenswert ist das rapide Einfallen der Rollfalten-Achsen gegen NE und SE; es beträgt 20 bis 50 Grad. Bei der Scholle V ist die Unterlage nicht aufgeschlossen. Vermutlich nimmt sie die gleiche Stellung ein wie die oben genannten.
- d) Ganz im Süden, gegen den Schlinigpass, zeigen im Bachbett Kristallin und Untertrias den *Südrand des Fensters* an.

Alle diese tektonischen Elemente werden von einer scharfen Scherfläche oben abgeschnitten und von der kristallinen Masse der Ötztal-Decke überlagert.

Eine weitere Schuppe, die wahrscheinlich eine analoge tektonische Stellung einnimmt wie die hier unter a) bis c) beschriebenen, liegt am Piz Mezdi über dem Radiolarit und Aptychenkalk (Profil 2).

Die Ursache der Trennung und des ganz verschiedenen tektonischen Verhaltens der beiden Stockwerke dürfte in einer späten «Neubelebung» der tektonischen Kräfte im kristallinen Substratum zu suchen sein (EUGSTER 1965). Die in der Tiefe einsetzenden Bewegungen wirkten sich wohl auf die Unter- und Mitteltrias aus, jedoch nicht auf die Obertrias. Die inkompetenten Raiblerschichten, die sich plastisch verhielten, wirkten als Pufferung: das Untere Stockwerk faltete sich harmonisch oder wurde verschuppt, das Obere Stockwerk verhielt sich passiv, die starren norischen Dolo-

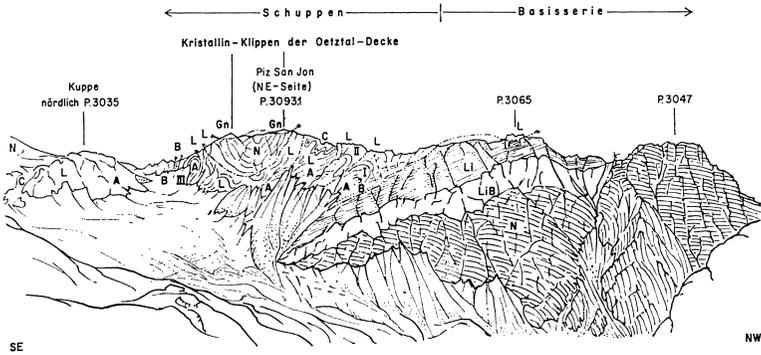


Fig. 6. Ostseite der Piz San Jon-Gruppe.

I–III Rollfalten (vgl. unten)

Li	Liasschiefer	L	Ladinien
LiB	Liasbreccie	A	Anisien
N	Norien	B	Buntsandstein
C	Carnien	Gn	Ötztal-Kristallin

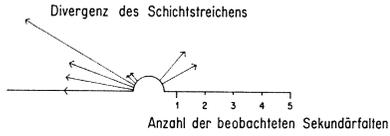
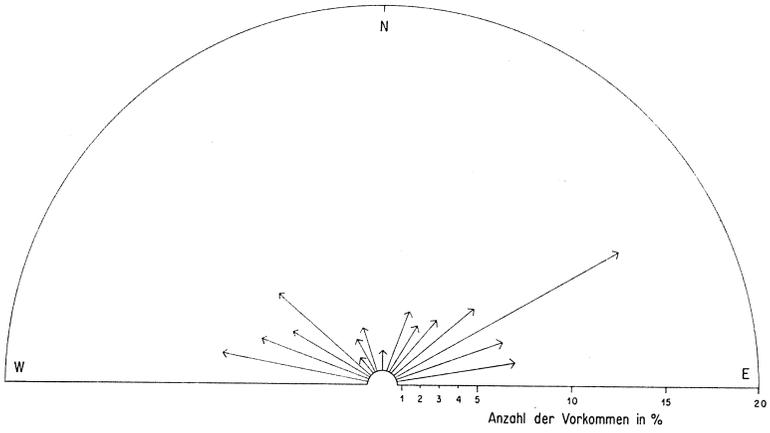
mite wurden vom Liegenden abgetrennt, in Schichtpakete aufgespalten und auf nordwestwärts ansteigenden Scherflächen verschoben. Solche vermutlich spätorogene Bewegungen führten in der Silvretta-Decke Mittelbündens zu Torsionsfalten (EUGSTER 1923, S. 72).

Die Schuppen zwischen der Basisserie und der Ötztal-Decke

Es können sechs Schuppen von ganz verschiedenem Ausmass und Aufbau unterschieden werden:

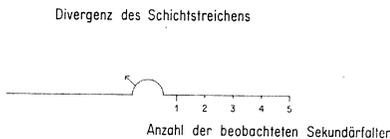
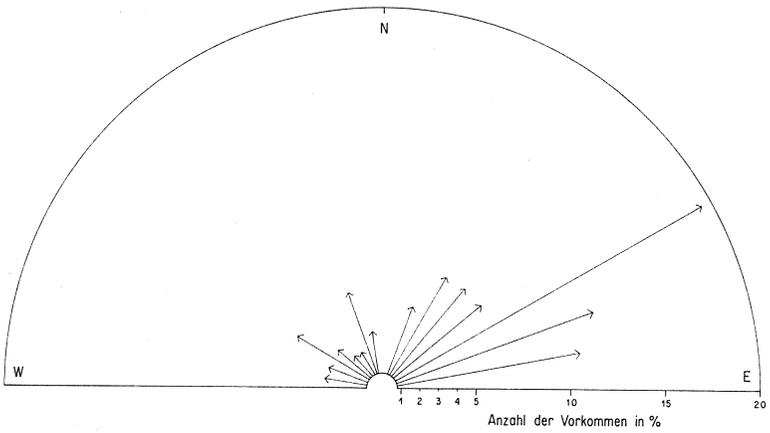
- a) *Am Piz San Jon* (Profil 5): Auf der SW-Seite des Grates liegen Linsen von Kristallin unmittelbar auf den Liasschiefern; auf der NE-Seite fehlen sie. Die Unterfläche der Schuppe ist stark verbogen (Fig. 6). Sie schwingt über den Grat hinaus und senkt sich bei P. 3065 wieder auf den Grat; hier liegt eine kleine, nur aus ladinischen Dolomiten bestehende Klippe direkt auf den Liasschiefern. Im übrigen sind in der Grossschuppe von P. 3093.1 die Sedimente vom Buntsandstein zu grossen Rollfalten zusammengeschoben; in Fig. 6 mit I, II und III bezeichnet. Den Inhalt der Mulde zwischen den Falten II und III füllen norische Dolomite. Auf der Grossschuppe liegen bei P. 3093.1 und südlich davon zwei Klippen aus Ötztal-Kristallin.

Unteres Stockwerk



Streichen der Sekundärfalten - Achsen

Oberes Stockwerk



Streichen der Sekundärfalten - Achsen

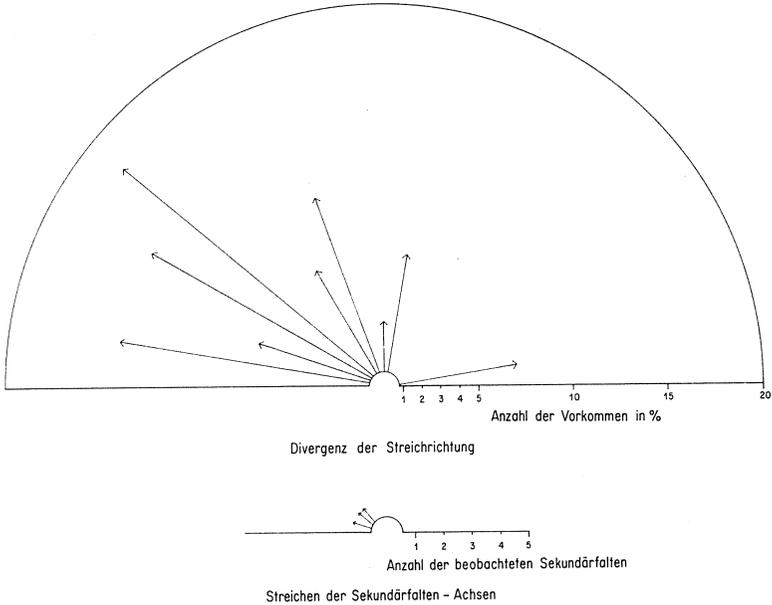


Fig. 7. Diagramme der Divergenzen des Streichens in der Lischna-Gruppe.

- b) *Die Schuppe in der Kuppe am südlichen Kartenrand (822.1–822.3/182.0), nördlich P. 3035 (Blatt S-charl), besteht aus einer Falte mit hochgepresstem Kern aus Buntsandstein (links in Fig. 6). Die ihn umschliessenden Triassedimente sind stark zerrüttet.*
- c) *Am NE-Rand des Vadret da Lischna steckt eine isoklinal steilstehende, E–W streichende Schichtfolge von Anisien bis Norien. Letzteres weist an drei Stellen taschenförmig eingelagertes Rhät auf¹⁾. Die intensive tektonische Beanspruchung äussert sich in den enggepressten Sekundärfalten im Anisien, in tektonischen Grobbreccien, lamellenförmig ausgezogenen Trümmern von Ladinienkalken und -dolomiten sowie in marmorisierten Kalken der Raiblerschichten.*
- d) *Eine dritte Schuppe, im Kartenbild als dreistrahligter Stern aus Hauptdolomit erscheinend, dehnt sich auf dem SE-Grat des*

¹⁾ Die drei mit dem Index *r* versehenen kleinen taschenförmigen Rhät-Vorkommen haben auf dem Atlasblatt fälschlicherweise die Farbe der Lias-schiefer erhalten.

Piz Lischana bis zum P. 2943 und gegen NE auf dem Sporn gegen den Piz Triazza aus. Sie besteht nur aus Raiblerschichten und Hauptdolomit und liegt sehr flach auf Aptychenkalk, Radiolarit und den auf dem Atlasblatt mit e bezeichneten, vermutlich der Kreideformation zuzuordnenden Breccien und Kalken.

- e) Bei den *Lais da Rims*, nördlich P. 2732, ist eine wenig mächtige, aus Hauptdolomit bestehende Schuppe zwischen Aptychenkalk und Ötztal-Kristallin eingekeilt.
- f) Als sechste Schuppe sind die auf S. 58 unter c) beschriebenen *Hauptdolomit-Schollen I, III, IV und V* zu zählen (Fig. 5).

Die Auflagerungsfläche der Schuppen auf der Basisserie ist ganz unregelmässig geformt: unter den Schuppen a) und b) ist sie wellenförmig (Fig. 6); bei c) taschenförmig eingetieft; bei d) und e) sehr flach (Profil 4); bei f) den Rollfalten entsprechend deformiert.

Auch die am Aufbau der Schuppen beteiligten Schichten sind sehr verschieden: in der Schuppe a) ist die ganze Schichtfolge vom Kristallin bis zum Norien vertreten; in b) Buntsandstein bis Norien; in c) Anisien bis Rhät; in d) Carnien bis Norien; in e) und f) nur noch Norien. Also fehlen von W nach E der Reihe nach zuerst die stratigraphisch tieferen und dann die nächst höheren Glieder der Trias.

Klippen der Ötztal-Decke

Die Klippen der Ötztal-Decke bestehen nur aus Kristallin. Es handelt sich im Bereich von Atlasblatt Schuls – Tarasp um folgende Lokalitäten:

- SE-Grat des Piz San Jon
- SE-Grat des Piz Lischana
- bei P. 2732
- Piz Rims (petrographische Beschreibung siehe S. 18 ff.)

Der Ausbiss der Überschiebungsfläche, «Schlinig-Überschiebung», ist auf der Linie Pass da Schlingia bis zum Piz Lad gut zu verfolgen. Die Überschiebungsfläche ist wellenförmig und gegen ESE geneigt (KELLERHALS 1966, S. 47).

Divergenzen des Schichtstreichens, Streichen der Sekundärfalten-Achsen

Aus den Diagrammen (Fig. 7) – das Ergebnis von 383 Messungen – ist ersichtlich:

- dass im Unteren Stockwerk das Umschwenken der Streichrichtung aus NE in NW und Querfalten (Sekundärfalten mit NW-

- streichenden Achsen) wesentlich häufiger sind als im Oberen Stockwerk;
- dass in den Schuppen NW-Streichen vorherrscht und auch die Achsen der Sekundärfalten quer zum allgemeinen alpinen Streichen verlaufen.

Eine grosse flexurartige Querfalte befindet sich nördlich des Piz S-chalambert (Fig. 8). Der Hauptdolomit fällt dort auf einer Horizontalabstand von 2 km aus einer Höhe von rund 3000 m auf rund 2100 m.

Gut ausgebildete Querfalten kleineren Ausmasses trifft man an gut zugänglicher Stelle im Val Chazett (821.950/186.750) und zwischen Val Triazza und Val Lischana (820.450/185.850).

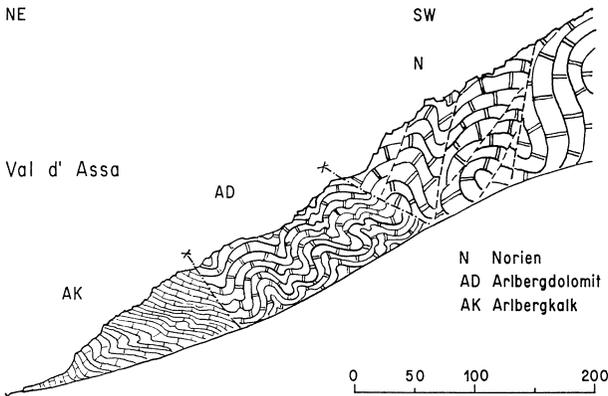


Fig. 8. Querfalte nördlich des Piz S-chalambert Dadora.

Bemerkungen zur geologischen Kartierung

Leider konnten die vom Eis frei gewordenen Gebiete des Vadret da Rims mangels topographischer Neuaufnahmen nicht geologisch kartiert werden.

Druckfehler der Karte

Im Val Lischana, auf 1460–1480 m (820/186) sollten anstatt 3 Sauerquellen drei gewöhnliche Quellen angegeben sein.

NE von Vad. da Lischana (östlich Piz San Jon) sind drei kleine, taschenförmige Rhät-Vorkommen im Hauptdolomit fälschlicherweise mit der Farbe der Liasschiefer versehen worden.

LITERATURVERZEICHNIS¹⁾

- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1911): *Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee*. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. Wien 61/3–4.
- ANKER, T.F. (1953): *Rekognoszierungen im Unterengadin*. – Stalactite 2.
– (1962): *Der verstockte «stockende Brunnen» (Fontana chi-staina)*. – Mitt. Verb. dtsh. Höhlen- u. Karstforscher 3.
- BAERTSCHI, P. (1957): *Messung und Deutung relativer Häufigkeitsvariationen von O¹⁸ und C¹³ in Karbonatgesteinen und Mineralien*. – Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. 37.
- BLANC, B.L. (1965): *Zur Geologie zwischen Madesimo und Chiavenna (Prov. Sondrio, Italien)*. – Diss. Univ. Zürich.
- BOESCH, H.H., CADISCH, J. & WENK, E. (1953): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000, *Blatt 424 Zernez* (Atlasblatt Nr. 20). – Schweiz. geol. Komm.
- BURKARD, G. (1953): *Geologische Beschreibung der Piz S-chalambert-Gruppe (Unterengadiner Dolomiten)*. – Diss. Univ. Bern. Basel.
- BURRI, C. & NIGGLI, P. (1945): *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, I*. – Publ. Vulkaninst. Imm. Friedlaender 3.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie*. In: Schweizerische Alpenposten (Unterengadin, Samnaun) [mit tektonischer Übersicht 1:235000 und 2 Querprofilen 1:100000, 1955]. – Hrsg. Generaldir. PTT-Verw., Bern.
– (1965): *Über die Entstehung der Unterengadiner Heilquellen*. – Gästeblatt Bad Scuol – Tarasp – Vulpera, Nr. 10 (16. 9. 1965).
- CADISCH, J. & NIGGLI, E. (1953): *Das Unterengadiner Fenster*. In: J. Cadisch: *Geologie der Schweizer Alpen* (2. Aufl.). – Wepf & Co., Basel.
- CADISCH, J., BEARTH, P. & SPAENHAUER, F. (1941): Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000, *Blatt 420 Ardez* (Atlasblatt Nr. 14). – Schweiz. geol. Komm.
- CADISCH, J., WENK, E. & KELLERHALS, P. (1962): *Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft und der Schweizerischen Mineralogisch-Petrographischen Gesellschaft ins Unterengadiner Fenster und die Unterengadiner Dolomiten*. – *Eclogae geol. Helv.* 55/2.
- EUGSTER, H. (1923): *Geologie der Ducangruppe*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 49/III.
– (1959): *Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten*. – *Eclogae geol. Helv.* 52/2.
– (1962): *Versuch einer tektonischen Synthese der Engadiner Dolomiten*. – *Verh. schweiz. natf. Ges.*, 142. Jvers., 1962.
– (1965): *Anzeichen vermutlich spätorogener Bewegungen in der oberostalpinen Decke*. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1.
- Geologischer Führer der Schweiz* (1934), Fasc. XIV: Exkursionen 94 und 95. – Wepf & Cie., Basel.
– (1967), Heft 9: Exkursion 44. – Wepf & Co., Basel.

¹⁾ Wichtigste und vorwiegend neuere Literatur.

- GRUBENMANN, U. (1909): siehe TARNUZZER & GRUBENMANN.
- GRUNAU, H. (1947): *Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems.* – Diss. Univ. Bern, Zürich.
- HAMMER, W. (1914): *Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal.* – Jb. k. k. geol. Reichsanst. Wien 64/3.
- (1915): *Die basische Fazies des Granites von Remüs (Unterengadin).* – Verh. k.k. geol. Reichsanst. Wien 15 und 16.
- (1923): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75000, Blatt 5245 Nauders. – Geol. Bundesanst. Wien.
- HARTMANN, A. (1927): *Die Entstehung der Mineralquellen von Tarasp – Schuls und der andern Bündner Säuerlinge.* – Vjschr. natf. Ges. Zürich 72.
- KARAGOUNIS, K. (1962): *Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpass, Spöltal und Val del Gallo im schweizerischen Nationalpark (Graubünden).* – Ergebn. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark, NF. 7/48.
- KELLERHALS, P. (1966): *Geologie der nordöstlichen Engadinerdolomiten zwischen Piz San Jon, S-charl und Piz Sesvenna.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 126.
- KLÄY, L. (1957): *Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin).* – Eclogae geol. Helv. 50/2.
- LOON, W.E. VAN (1960): *Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen Remüs (Unterengadin) und Nauders (Tirol).* – Geologica Ultraiectina 7.
- NEHER, J. (1967): *Zillis – Andeer – Roflaschlucht – Sufers – Splügen (Exkursion 39/II).* In: Geologischer Führer der Schweiz, Heft 8. – Wepf & Co., Basel.
- REINHARD, M. (1964): *Über das Grundgebirge des Sottoceneri im Süd-Tessin und die darin auftretenden Ganggesteine.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 117.
- ROESLI, F. (1944): *Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden.* – Eclogae geol. Helv. 37/2.
- SCHILLER, W. (1904): *Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe.* – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 14.
- (1906): *Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II. Piz Lad-Gruppe.* – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 16.
- SÖLCH, J. (1935): *Fluss- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard, 1. Teil.* – Petermanns Mitt., Erg.-Heft 219.
- SOMM, A. (1965): *Zur Geologie der westlichen Quattervals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden).* – Ergebn. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark, NF. 10/52.
- SPLITZ, A. & DYHRENFURTH, G. (1915): *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 44.
- STAUB, R. (1937): *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler.* – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 72/1.
- STAUB, R. & CADISCH, J. (1921): *Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters.* – Eclogae geol. Helv. 16/2.

- STRECKEISEN, A. & NIGGLI, E. (1958): *Über einige neue Vorkommen von Stilpnomelan in den Schweizer Alpen*. – Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. 38.
- STREIFF, V. (1962): *Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken*. – Eclogae geol. Helv. 55/1.
- TARNUZZER, CH. & GRUBENMANN, U. (1909): *Beiträge zur Geologie des Unterengadins*. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 23.
- TORRICELLI, G. (1956): *Geologie der Piz Lad – Piz Ajüz-Gruppe (Unterengadin)*. – Jber. natf. Ges. Graubünden 85.
- TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps*. – Bull. geol. Soc. Amer. 71/6.
- VUAGNAT, M. (1946): *Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas*. – Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. 26.
- (1965): *Remarques sur une inclusion rodingitique de l'Alpe Champatsch (Basse-Engadine)*. – Eclogae geol. Helv. 58/1.
- WENK, E. (1934a): *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvretta-kristallins*. – Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. 14.
- (1934b): *Der Gneiszug Pra Putèr – Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraüldecke zur Silvretta/Ötztaldecke*. – Eclogae geol. Helv. 27/1.

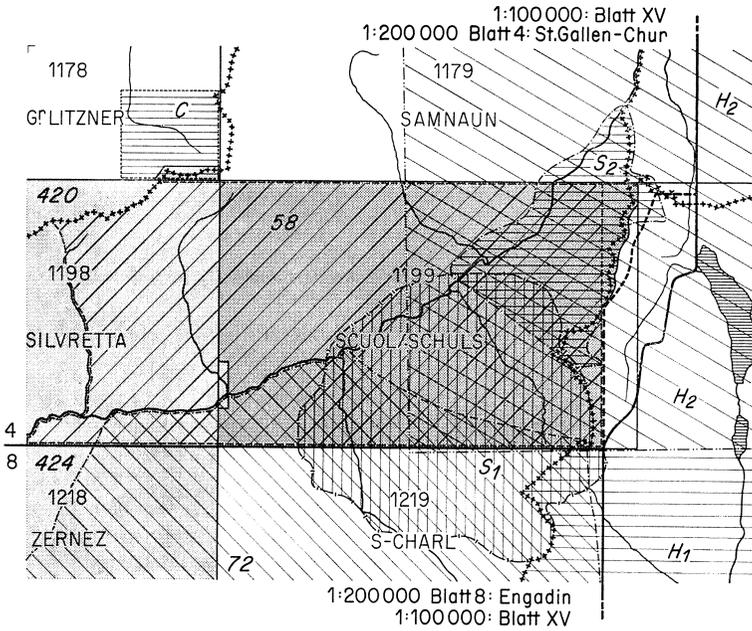


Fig. 9. Verteilung der topographischen und geologischen Karten.

KARTENVERZEICHNIS

Topographische Karten

- 420, 424 = Blätter des Topographischen Atlas der Schweiz 1:50 000.
 1198, 1199 usw. = Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25 000.

Geologische Karten

a) Herausgegeben von der Schweizerischen Geologischen Kommission

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 4 *St.Gallen-Chur*, 1959.

Blatt 8 *Engadin*, 1964.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XV *Davos-Martinsbruck*, 1864.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Blatt 420 *Ardez*, 1940 (Nr. 14), mit Erläuterungen.

Blatt 424 *Zernez*, 1948 (Nr. 20), mit Erläuterungen.

Geologische Spezialkarten

- Nr. 58 *Geologische Karte des Unterengadin*, 1:50000, 1910 (von U. GRUBENMANN & CHR. TARNUZZER).
- Nr. 72 *Geologische Karte der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfj und dem Stilfserjoch*, 1:50000, 1915 (von A. SPITZ & G. DYHRENFURTH).

Andere Publikationen

- C CADISCH, J.: *Geologische Karte des obersten Jamtales (Nordwestrand des Unterengadiner Fensters)*, 1:25000.
In: Erläuterungen zum Blatt 420 Ardez des Geologischen Atlas der Schweiz, 1941.

b) *Nicht von der Schweizerischen Geologischen Kommission veröffentlicht*

Ausländische Publikationen

- S₁ SCHILLER, W.: *Geologische Karte der Lischannagruppe*, 1:50000.
In: Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 14, 1904.
- S₂ SCHILLER, W.: *Geologische Karte der P. Lad-Gruppe*, 1:50000.
In: Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II. Piz Lad-Gruppe. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 16, 1906.
- H₁ HAMMER, W.: Geologische Spezialkarte der Österreichisch-ungarischen Monarchie, *Glurns und Ortler*, 1:75000. – K. k. geol. Reichsanst., Wien 1912.
- H₂ HAMMER, W.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, *Nauders*, 1:75000. – Geol. Bundesanst., Wien 1923.
- H₃ HAMMER, W.: Carta geologica delle Tre Venezie, *Passo di Rèsia*, 1:100000. – Sez. geol. Uff. idrogr., Firenze 1925¹⁾.

¹⁾ Auf Fig. 9 nicht eingetragen. Diese Karte umfasst den gesamten italienischen Anteil.



Abb. 1. Dolomitbreccie (links: weinrot- und violettegeflamnte, amorphe kieseligt-tonige Masse von gallertigem Aussehen bedeckt die Schichtfläche schlierenförmig und durchdringt gangartig die Breccie). N von Pt. 2943 (vgl. S. 35).



Abb. 2. Aus dem Schichtverband gelöste Breccienblöcke werden von braun anwitternden Kalken, die mit schwarzen Tonschiefern eine gleichmässig-zyklische Schichtung bilden, umschlossen. N von Pt. 2943 (vgl. S. 35).



Abb. 1. Phakoide, entstanden aus Kieselkalklagen im Bündnerschiefer (ca. 240 m unterhalb der Bonifaziusbrücke an der Landstrasse).

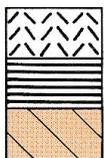


Abb. 2. Intensiv gefaltete Bündnerschiefer, unterhalb der Trinkhalle Tarasp am rechten Innufer (hellgraue Lagen = sandige Bündnerschiefer, dunkelgraue Lagen = tonige Schiefer, hellgrau bis weiss = Calcitlagen).

Tektonische Kartenskizze des Unterengadiner Fensters und seiner Umgebung

Von J. Cadisch

Ötztal-Decke

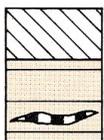


Trias vom Endkopf und Piz Lad

Perm and Buntsandstein des Pleisskopfs

Ötztal-Kristallin

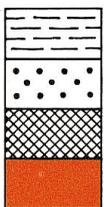
Silvretta-(Scarl-) Decke



Sedimente der Silvretta-(Scarl-) Decke (Unterengadiner Dolomiten)

Silvretta-Kristallin mit Sedimentzug der Thialspitze

Tasna-Decke



Tektonisch selbständiger Flysch

Tasna-Serie (ob. Trias bis Tertiär)

Quarzit von Ladis (Permotrias)

Altkristallin (Tasna-Granit etc.)



Stammer-Decke (ostalpin oder penninisch?)



Zone der Rozschiefer (Alter?) (= Zone von Champatsch)



Bündnerschiefer des Fensterinnern (penninisch)



Ophiolithe



Achsen des Fensters



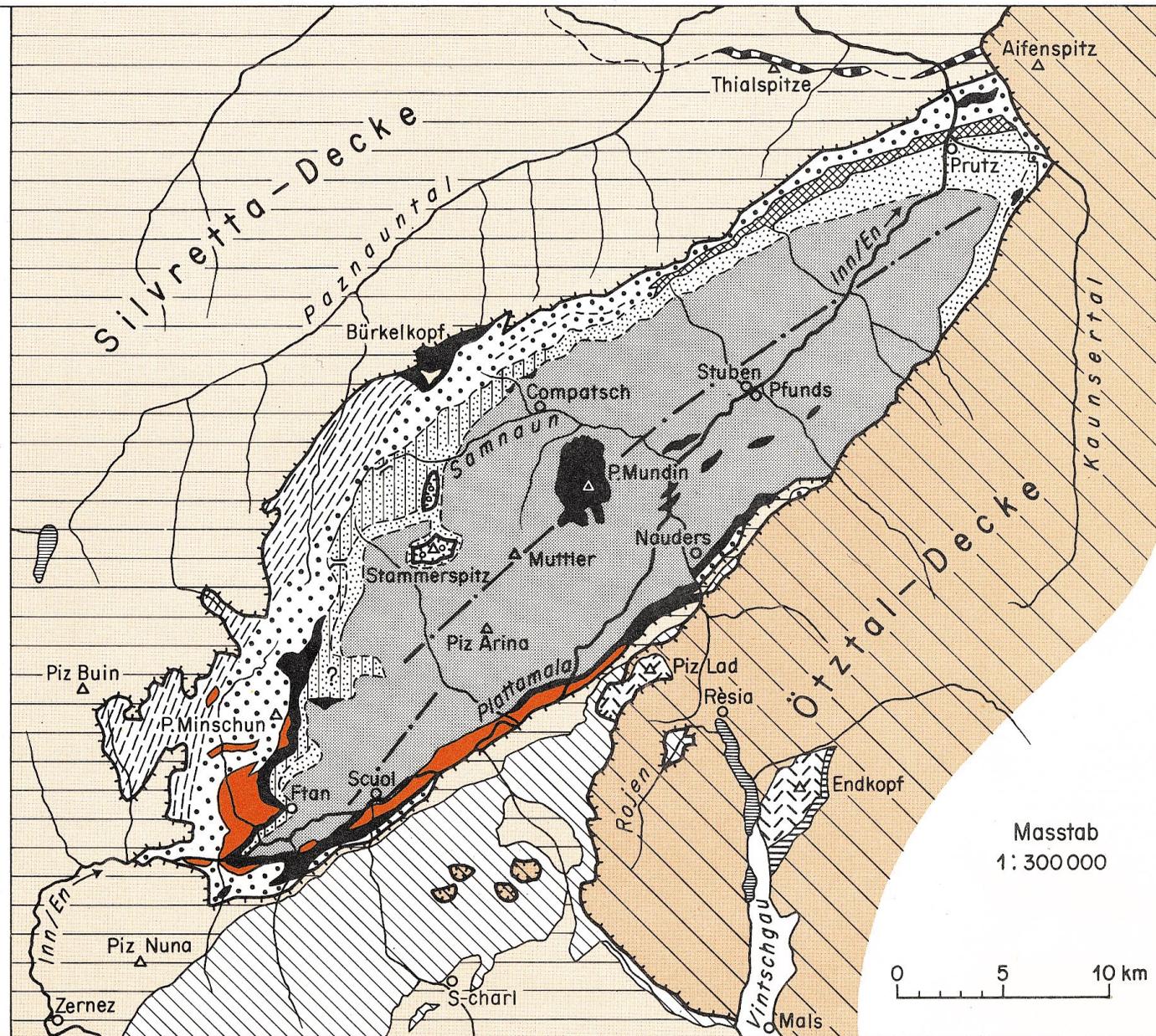
Schubflächen, Deckengrenzen



Fenster



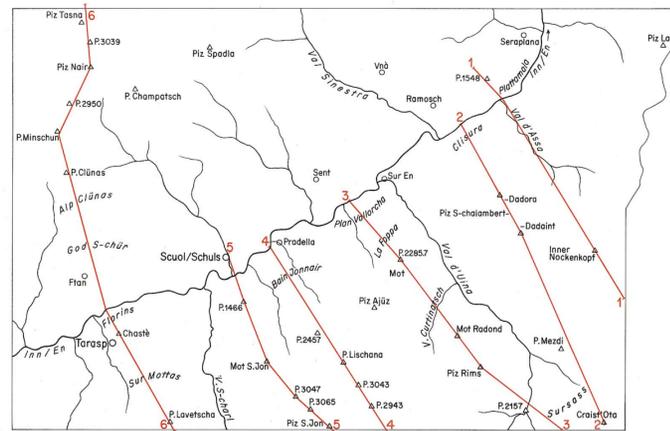
Klippe



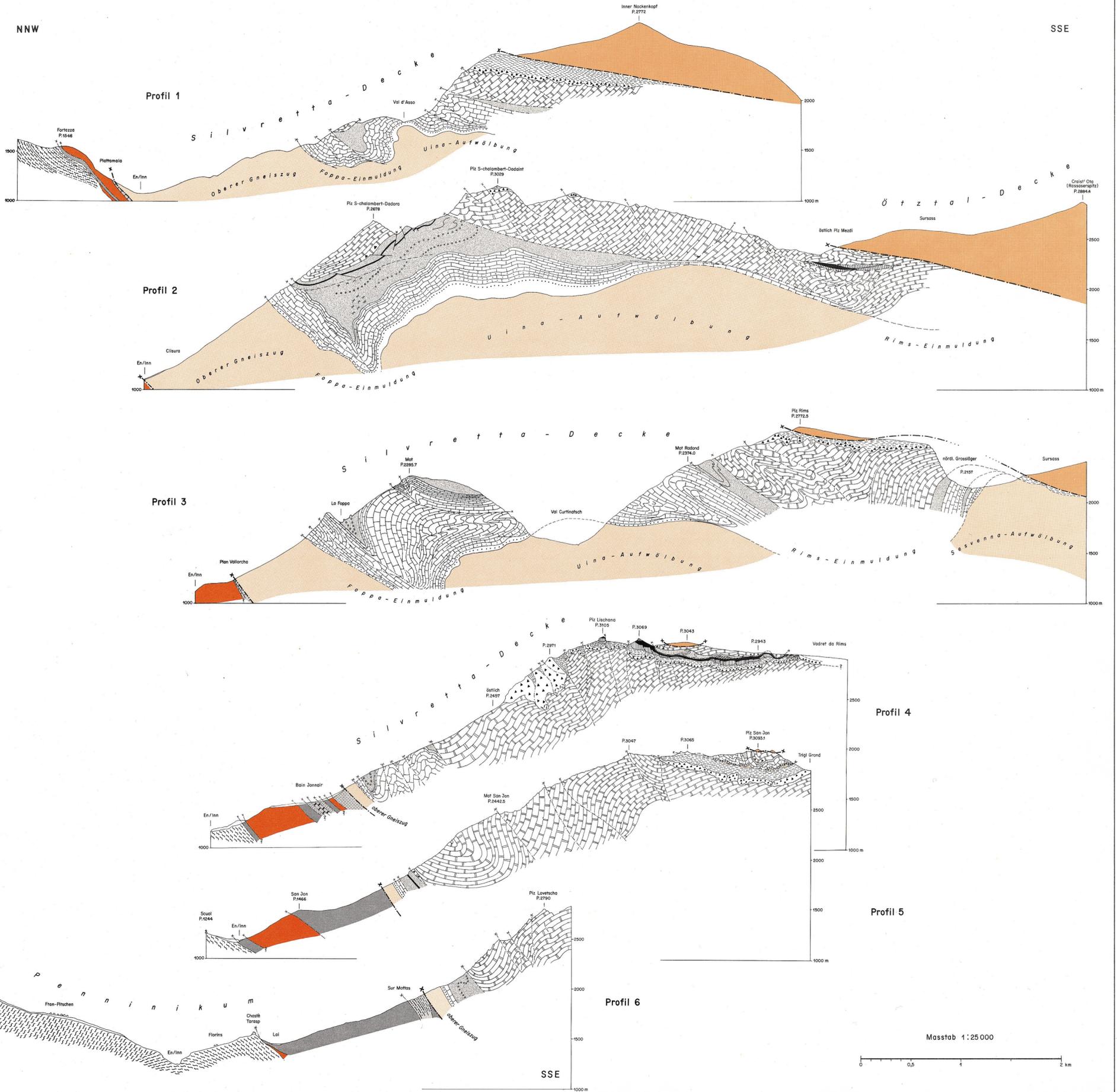
Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Scuol/Schuls – Tarasp

Von H. Eugster und J. Cadisch

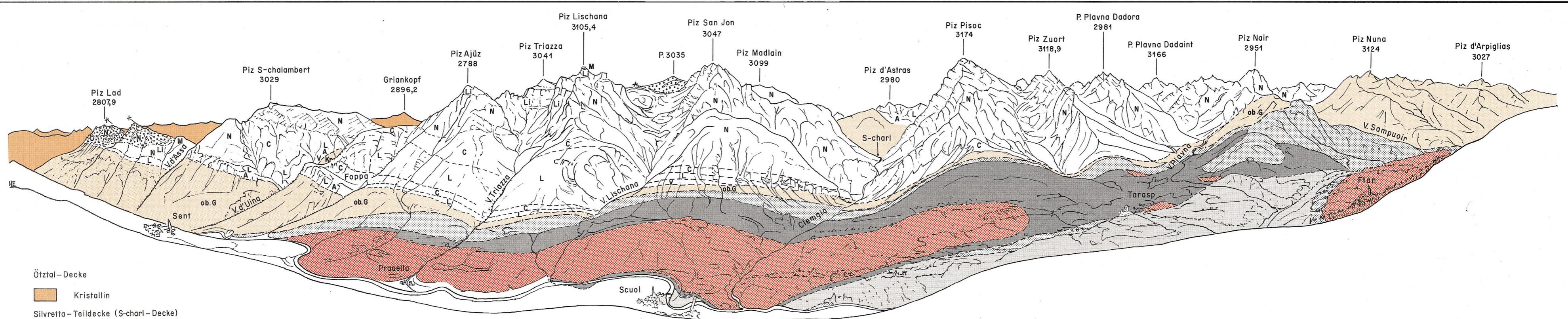
Lage der Profile 1–6:



Oberostalpin	Unterstalpin
Ötztal-Decke	Tasna-Decke
Ötztal-Kristallin	Tertiär-Flysch (z.T. stark verschuppt)
	Mergelkalke und Globigerinenschiefer (Couches rouges)
	«Gault», vorwiegend Sandsteine und Quarzite
	Urgo-Aptien
	«Neokom», flyschähnliche Schiefer
	Malmkalke
	Trias
	Tasna-Kristallin
Silvretta-(Scarl-) Decke	Penninikum
(?) Kreide	Ophiolithe (Serpentin, Diabas etc.)
Radiolarit	Sandkalke und Quarzite (Maestrichtien)
Aptychenkalk	«Bündnerschiefer» (vorwiegend kalkige Schiefer)
Malm	
Liasschiefer («Dogger»?)	
Crinoidenbreccie	
Liabreccie	
Hauptdolomit mit «Basisbreccie» (Norien)	
Tuffit	
Rauhacke	
Gips	
Oberladinische Dolomite	
Arbergkalk und Arbergdolomit	
Muschelkalk (Anisien)	
Buntsandstein	
Verrucano	
Permowerfenien	
Silvretta-Kristallin	



Masstab 1:25 000



- Ötztal-Decke
- Kristallin
- Silvretta-Teildecke (S-charl-Decke)
- | | | | |
|---|--|----------------------------------|-------------------------|
| <p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Oberostalpin</p> | <p>M Malm</p> <p>Li Lias</p> <p>N Norien (Hauptdolomit)</p> <p>C Carnien (Raiblerschichten)</p> <p>L Ladinien (Arlbergkalk und -dolomit)</p> <p>A Anisien (Muschelkalk)</p> <p>V Verrucano und Buntsandstein</p> <p>Kr Kristallin (ob.G = oberer Gneiszug)</p> | <p style="font-size: 2em;">}</p> | <p>Oberes Stockwerk</p> |
| | <p style="font-size: 2em;">}</p> | <p>Unteres Stockwerk</p> | |
- Basis - Serie Schuppen

Unterengadiner Dolomiten
Ansicht von Motta Naluns gegen SE

Von H. Eugster

- | | | |
|---|--|--|
| <p>Unterostalpin</p> <p>Tasna-Decke</p> | <p> Sedimente</p> <p> Kristallin</p> | <p> Serpentin und Diabas</p> <p> Bündnerschiefer</p> |
| <p>Penninikum</p> | | |