

GEOLOGISCHE KOMMISSION
DER SCHWEIZ. NATURFORSCH. GESELLSCHAFT

COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE LA SOC. HELV. DES SCIENCES NATURELLES

**Geologischer Atlas
der Schweiz**
1:25 000

**Atlas géologique
de la Suisse**
1:25 000

Auf Kosten der Eidgenossenschaft herausgegeben
von der Geologischen Kommission
der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft,
Präsident der Kommission: A. BUXTORF

Publié aux frais de la Confédération
par la Commission géologique
de la Société helvétique des Sciences naturelles,
M. A. BUXTORF étant Président de la Commission

Blatt:

420 Ardez
und Teile von Blatt
416 bis Gross Litzner

(Atlasblatt 14)

Erläuterungen

verfasst von

J. CADISCH, P. BEARTH und F. SPAENHAUER

1941

In Kommissions-Verlag bei A. Francke A.G., Bern

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Einleitung	4
A. Petrographie und Stratigraphie	7
I. Oberostalpin	7
Kristalline Gesteine der Silvretta-Decke	7
Zur Entstehungsgeschichte des Altkristallins	17
II. Unterostalpin	18
1. Kristallin der Tasna-Decke	18
2. Sedimente der Tasna-Decke	20
Zur Palaeogeographie des unterostalpinen Kreideablagerungsraumes	30
Tektonische verschleppte Schürfmassen, Gips.	31
III. Ophiolithe	32
IV. Penninikum	33
V. Quartärbildungen, Morphologie	33
1. Pleistocaen	33
2. Holocaen	34
3. Quellen	35
4. Talbildung	36
5. Rundhöckerlandschaften, glaziale Rinnen und ehemalige Flussläufe	37
B. Tektonik	38
I. Penninikum (Bündnerschiefer) und Unterostalpin (Tasna-Decke)	38
1. Ardez-Val Tasna	38
2. Val Tuoi	40
3. Ardez-Bahnhof Guarda	42
4. Suren-Crap Putèr	44
5. Fensterbucht im oberen Jamtal	45
6. Über tektonische Zusammenhänge im Penninikum und Unterostalpin	46
II. Silvretta-Decke	48
Wichtigste neuere Literatur	50
Erläuterungen zu den Tafeln 4 und 5.	51

VERZEICHNIS DER TAFELN

- Tafel 1: Geologische Profile durch die Silvretta-Gruppe und den östlichen Teil des Unterengadiner Fensters, 1:25000.
- Tafel 2: Geologische Karte des obersten Jamtales, 1:25000.
- Tafel 3: Tektonische Skizze des südwestlichen Teiles des Unterengadiner Fensters, 1:100000.
- Tafel 4: Fig. 1. Ardez und Val Tasna.
Fig. 2. Piz Clavigliadas.
- Tafel 5: Fig. 1. Piz Chaschlogna.
Fig. 2. Crap Putèr—Piz Nair.

EINLEITUNG

VON J. CADISCH

Blatt 420 Ardez, das im N durch Teile des Blattes 416^{bis} Gross-Litzner vervollständigt wurde, umfasst den mittleren Abschnitt des vom Inn durchströmten Unterengadins, mit den Ortschaften Lavin, Guarda, Ardez, und den grössten Teil der Silvretta-Gruppe (Gross-Litzner, Piz Buin, Piz Linard). S des Inns kommt noch der N-Fuss der Piz Nuna-Gruppe zur Darstellung.

Dieses Gebiet ist durch eine grössere Zahl von Seitentälern gegliedert: Zum Inn fliessen von N her die Bäche der Val Fless, Val Saglains, Val Lavinuoz, Val Tuoi und Val Tasna, welche die Bergketten des Piz Fless, des Piz Linard, des Piz Champatsch und des Piz Cotschen voneinander trennen; als südliches Seitental ist nur die Val Sampuoir zu nennen, deren unterster Teil S Ardez noch ins Kartengebiet tritt. Aus dem NW-Teil der Silvretta-Gruppe führen das Süser-, Vernela-, Verstankla- und See-Tal zum Haupttal der Landquart. Das nördlich der Schweizergrenze liegende Gebiet der Gross-Litzner- und Buin-Gruppe wird durch Nebenbäche der Ill (Montafun), das des Jamthalerferners durch den zum Paznauntal fliessenden Jamtalerbach entwässert. Die Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten des Rheins (im NW) und des Inns (im SE) verläuft vom Rosställispitz (im SW) in nord-östlicher Richtung über Vereinapass, Verstanklahorn, Piz Buin und Dreiländerspitz.

Seiner Geologie nach umfasst Blatt Ardez das westliche Ende des „Unterengadiner Fensters“ und vor allem dessen westliche und nördliche Umrandung (siehe die „Tektonische Übersicht“ rechts am Rande des Atlasblattes und Tafel 3). Im Innern des Fensters erscheinen *penninische Bündnerschiefer* und eine Zone von *Ophiolithen*; auf diesen ruht eine unterostalpine Schichtfolge, die *Tasna-Decke*. Über diesen Elementen folgt als eigentliche Umrandung des Fensters die gewaltige oberostalpine *Silvretta-Masse*, deren SE-Rand von der eigentlichen Silvretta-Gruppe bis zum Sockel der Piz Nuna-Gruppe reicht.

Die Silvretta-Masse wird im Bereich von Blatt Ardez ausschliesslich durch kristalline Gesteine gebildet. Die Ortho- und Paragneiszone dieser Decke sind wahrscheinlich vorpalaeozoisch gefaltet und metamorphosiert worden. In der Nähe des Fensterandes, vor allem in der Nuna-Gruppe, durchschneiden Scherflächen der alpinen Faltung diesen altkristallinen Bau; im

Innern überdauerten die alten Strukturen alle Phasen dieser jungen Gebirgsbildung, obschon die Gebirgsmasse als Ganzes eine weite Schubdistanz zurückgelegt hat.

Im Unterostalpin (Tasna-Decke) finden wir über altkristallinen Gesteinen eine mehr oder weniger vollständige Schichtfolge, die mit Trias beginnt und hinaufreicht bis zu oberkreatazischen Flysch-Schichten. Sie entspricht tektonisch und stratigraphisch der Falknis-Sulzfluh-Schichtreihe des Prätigaus.

Die Verbreitung ophiolithischer Gesteine ist im Kartengebiet zu gering, um sichere Schlüsse auf deren tektonische Zugehörigkeit zu gestatten. Deutliche, auf Kontaktmetamorphose weisende Umwandlung angrenzender Sedimente ist nicht nachweisbar. In einheitlichem Gesteinszug lassen sich Ophiolithe im Liegenden der Tasna-Decke von Punt da Tasna [812,7/184,85]*) bis Suot Auta [811,7/182,7] über und unter der Talstrasse verfolgen. Isolierte Ophiolithlinsen treten im unterostalpinen Flysch von Sur Tuoi [807,2/189,2] auf.

Über die stratigraphische Stellung und tektonische Zugehörigkeit der penninischen Gesteine kann, ihrer starken Umwandlung wegen, nichts Bestimmtes ausgesagt werden. Für sie bleibt deshalb die alte Bezeichnung Bündnerschiefer beibehalten.

Die unterostalpinen und penninischen Sedimente erweisen sich als alpin ausserordentlich stark durchbewegt. Unter der Last der Silvretta-Masse erfolgte eine destruktive und konstruktive Gesteinsumwandlung, welche einerseits weitgehende Mylonitisierung, andererseits vor allem eine Marmorisierung karbonatischer Sedimente zur Folge hatte. Diese Umwandlungsvorgänge erfolgten in relativ später Zeit der Gebirgsbildung und bewirkten eine Verwischung älterer alpiner Falten. Der jüngere Walzfaltenbau und die Scheiterstruktur des Unterostalpins und Penninikums kontrastiert auffällig mit den steilstehenden schlingenartigen Strukturen der Silvretta-Decke.

Der starke lithologische Gegensatz von Fensterrahmen und Fensterinnerem gibt sich auch in den Oberflächenformen deutlich zu erkennen. Im Kristallgebiet der Silvretta überragen scharfe Grate, kühne massige Gipfel und steile Pyramiden die engen Tal-furchen. Den Bereich des Unterostalpins kennzeichnen dagegen breite Rücken und weite Täler. Wo am Fensterrand kristalline Gipfelbauten die Schieferbasis krönen, so am Piz Cotschen und Piz dellas Clavigliadas, am Piz Chaschlogna und in den hintersten Talgründen von Urezzas und Urschai (Val Tasna), bewundern wir

*) Ortsbestimmung bezogen auf das Koordinatennetz der Karte.

eine Decken-Gebirgslandschaft von seltener Eigenart und Schönheit (Tafel 1, 4 u. 5).

Für die neuern Aufnahmen und Untersuchungen des Kartengebietes dienten allen Autoren die klassischen Forschungen von G. THEOBALD als Grundlage, welche textlich in den „Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz“ und graphisch auf Blatt XV der geologischen Karte der Schweiz 1:100 000 niedergelegt sind (siehe Literaturverzeichnis S. 51).

Im Bereich der Silvretta-Masse erforderte der Stand der Wissenschaft und vor allem die heute für kristalline Gesteine angewandten Untersuchungsmethoden eine vollständige Neubearbeitung. Für das Unterengadiner Fenster standen neuere Ergebnisse von U. GRUBENMANN und CHR. TARNUZZER (13) zur Verfügung. Die ausführliche Beschreibung dieser Forscher enthält eine Fülle wertvoller Angaben, während die zugehörige Karte auch die Autoren nie ganz zu befriedigen vermochte, dies hauptsächlich, weil beim Abschluss der Arbeiten der damals neuen Deckenlehre noch zu wenig Rechnung getragen werden konnte. Wichtige stratigraphische Ergebnisse brachten die nur als vorläufige Mitteilungen erschienenen Veröffentlichungen von W. PAULCKE (7, 8). In ihrer Monographie der Unterengadiner Dolomiten behandelten sodann W. SPITZ und G. DYHRENFURTH (11) den südlich des Inns gelegenen Gebietsteil von Blatt Ardez. Für die schwierige Gliederung der fossilarmen Schiefererien des Fensterinnern, welche von G. THEOBALD als „Lias in Allgäuschiefer-Facies“ bezeichnet wurden (14), waren die ausserordentlich gewissenhaften und vorsichtigen Untersuchungen von W. HAMMER (6) im tirolischen Inntal von grossem Nutzen.

Das Literaturverzeichnis (S. 50) enthält eine Auswahl vorwiegend neuerer Veröffentlichungen. Zum Aufsuchen weiterer Quellen müssen die ausführlichen Verzeichnisse der verschiedenen Autoren benützt werden.

A. PETROGRAPHIE UND STRATIGRAPHIE

Für die Gliederung der tektonischen Elemente vgl. neben der Legende auch die „Tektonische Übersicht“ des Atlasblattes.

I. OBEROSTALPIN

Kristalline Gesteine der Silvretta-Decke

VON P. BEARTH

1. Orthogneise

Die wesentlichen Bestandteile der Orthogneise sind Orthoklas, saurer Plagioklas (10 bis selten 25 % An.), Quarz und Glimmer. Nach der Textur und der Art des vorherrschenden Glimmers lassen sich zwei verschiedene Typen unterscheiden. Die **aplitischen** und die **aplitisch-pegmatitischen Gneise (G O)** sind klein- bis mittelkörnige Muscovitgneise mit vorherrschend lagiger bis flaseriger Textur; in den **grobfaserigen granitischen Augengneisen (G O_a)**, deren Augen von Kalifeldspat gebildet werden, ist neben Muscovit auch Biotit in wechselnden Mengen vorhanden. Beide Typen wechseln sowohl unter sich als auch mit den Mischgneisen häufig und oft auf kleinem Raume ab und gehen ohne scharfe Grenzen ineinander über, so dass die schlierige Durchdringung geradezu ein Merkmal dieser Gesteine bildet.

Die Orthogneise stellen eine granitische Intrusion dar, die durch hohen Kieselsäuregehalt und starke Kalivormacht ausgezeichnet ist; sie hat demnach den Charakter einer aplitisch-pegmatitischen Restschmelze. Die Textur der Orthogneise und ihr Verband mit injizierten Mischgneisen lassen vermuten, dass diese sauren Restschmelzen im Zusammenhang und im Verlauf orogenetischer Vorgänge in eine Hülle von Paragneisen und Amphiboliten eingedrungen sind und diese teilweise aufgeschmolzen und assimiliert haben.

Muscovit-führende, aplitische Gneise finden sich als meist schmale Einlagerungen in Para- oder Mischgneisen und Amphiboliten. Besonders zahlreich sind sie am Grenzkamm zwischen Silvrettahorn und Dreiländerspitz, am Piz della Clavigliadas [807/190,1], am Augstenberg [810,8/194] und in der Flesszone [798,4/185].

Grobfaserige Orthoaugengneise spielen in dem hier dargestellten Teil der Silvretta eine geringe Rolle. Einzig in der SW-Ecke der Karte greift ein grösserer Ausläufer der flüelgranitischen Intrusion auf Blatt Ardez hinüber.

2. Mischgneise

Zwischen den Ortho- und den Paragneisen besteht eine vollständige Mischungsreihe. Auf der Karte werden zwei Typen unterschieden: solche die durch eigentliche Mischung von Ortho- und Paramaterial entstanden sind und solche, die im wesentlichen aus Paramaterial bestehen und durch das Orthogneismagma hauptsächlich thermisch und pneumatolytisch beeinflusst wurden.

Die beiden Mischgneistypen sind sowohl unter sich als auch mit den Orthogneisen und den Paragneisen durch kontinuierliche Übergänge verbunden, und es findet oft auf kleinem Raum mehrfache Wechsellagerung zwischen den verschiedenen Gneistypen statt. Die Karte mit ihren scharf abgegrenzten Gneistypen kann deshalb naturgemäss nur ein schematisiertes Bild der wirklichen Verhältnisse wiedergeben.

GLO Mischgneise mit vorwiegendem oder wesentlichem Anteil an Orthomaterial. Durch Aufschmelzung von Paragneisen entstehen biotitreiche Augengneise, die häufig noch Lagen von Paragneisen eingeschaltet haben. Sie sind meist stark geschiefert oder zeigen unruhige Fältelung. Mit Überhandnehmen des Paragneisanteils entstehen Injektionsgneise und Imbibitionsgneise, die durch lagenweise Anordnung von Ortho- und Paramaterial ein gebändertes Aussehen annehmen; oft sind von blossen Auge nur noch injizierte Kalifeldspat-Augen in einem scheinbar homogenen Paragneis zu sehen. Die Mischung kann auch so intensiv sein, dass Ortho- und Paramaterial nur noch im Mikroskop auseinander gehalten werden können.

Ein grösserer Mischgneiskomplex mit vorwiegendem Orthoanteil nimmt den nordwestlichen Quadranten des Blattes ein. Er wird durch einen Amphibolitzug gespalten; der westliche Teil bildet die südliche Fortsetzung der grossen Masse Litzner-Seehorn-Schlappin, die östliche Hälfte, welche die Verstanklagruppe aufbaut, hängt vielleicht im N (ausserhalb des Blattes) mit der westlichen zusammen. Typische Vorkommen finden sich am Kl. Seehorn, am Tällispitz, im Vernela- und Verstanklatal, am Gletscherkamm und Piz Buin.

GLP Mischgneise ohne wesentlichen Anteil an Orthomaterial. Diese Typen bilden die entfernteren Kontakthöfe der Orthogneise und haben keine eigentliche magmatische Stoffzufuhr mehr erhalten. Unter dem Einfluss erhöhter Temperatur und pneumatolytischer Agentien erfolgte Stoffwanderung, die zu einer metamorphen Differentiation führte. Durch Sammelkristallisation von Albitsubstanz entstanden Plagioklasknoten-

gneise und Perlgneise, durch laterale Differentiation Lagen- und Adergneise. Diese letzteren sind von gerade verlaufenden Bändern oder geschlängelten Adern durchzogen, die im wesentlichen aus Quarz und Plagioklas bestehen, also offenbar keine aplitische Injektion darstellen. Ausserdem finden sich in diesen Zonen auch sehr grobflaserige und häufig auch hornfelsartige Varietäten von Paragneisen. Im ganzen ist diese Serie durch ein sehr unruhiges und wechselndes Aussehen charakterisiert (Rotfluh [801,5/193,3], Krämerköpfe [800/192], P. della Clavigliadas [807/190,1]).

3. Paragneise

Die Paragneise sind mit den Amphiboliten zusammen die ältesten Gesteine des Silvretta-Kristallins. Sie stellen Abkömmlinge von tonigen Sedimenten dar mit sehr einförmigem Chemismus, die wahrscheinlich mehrere Metamorphosen erlitten haben.

(G) Biotitschiefergneise weisen gute Schieferung und meist flaserigen Habitus auf und zeigen wegen ihres reichlichen Biotitgehaltes eine violett-bräunliche Farbe. Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas bis Andesin mit 20 bis 28% An), Biotit, Muscovit, Apatit, Zirkon, Erz, Titanit.

(G) Biotitfleekengneise zeigen porphyroblastische Ausbildung des Biotites. Hie und da nehmen die Paragneise auch einen hornfelsartigen Charakter an, was auf feineres Korn und grösseren Quarzgehalt zurückzuführen ist. Als diaphthoritische Facies sind die Muscovit-Chloritgneise anzuführen, bei denen der ursprüngliche Biotit vollständig in Muscovit und Chlorit umgewandelt ist und die deshalb ein silberglänzendes Aussehen annehmen. Alle diese Varietäten können wegen ihrer geringen räumlichen Ausdehnung auf der Karte nicht ausgeschieden werden. Häufig finden sich in den Paragneisen auch Einlagerungen von Knotengneisen und Perlgneisen mit Plagioklasporphyroblasten.

GA Tonerdesilikatgneise bilden nur kleine Linsen in Paragneisen und Amphiboliten. Porphyroblastischer Granat wird zum Hauptgemengteil, ausserdem können Staurolith, Disthen und Andalusit auftreten, die aber makroskopisch meist nicht sichtbar sind. Der Plagioklas zeigt häufig denselben Habitus wie in den Knotengneisen. Der manchmal hohe Gehalt an Turmalin dürfte mit der sedimentären Herkunft dieser Gesteine zusammenhängen und nicht auf pneumatolytische Zufuhr zurückzuführen sein; in marinen tonigen Sedimenten ist Bor angereichert (NE Rosstäls spitz [795,5/185,5] und P. Valtorta [797,5/184,7]).

4. Kristalline Karbonatgesteine

Linsenförmige Einschlüsse von Karbonatgesteinen finden sich vereinzelt in verschiedenen Gesteinen. Z. B. westlich „S“ von Val Saglains [799,3/185,5] im Amphibolit, am Gipfel des Piz Murtera [798,7/183,8] im Orthogneis, im Hang W Alp Suot im Val Tuoi [805,7/187,5] im Paragneis und am SW- und NO-Grat des Piz Cotschen [808,4—809,2/187,8] ebenfalls im Paragneis. Ihre Herkunft ist unbekannt. Z. T. handelt es sich um Dolomite, z. T. um reine Kalke. Häufige Nebengemengteile sind Biotit und Apatit. Diese Einschlüsse führen oft bis faustgrosse Linsen, die meist aus Hornblende, seltener aus Hornblende und Chlorit bestehen.

5. Amphibolite

Die gewöhnlichen **Amphibolite (Am)** sind dunkelgrüne, feinlagige, hie und da auch massige und meist sehr zähe Gesteine, die im wesentlichen aus Hornblende (50—60%) und Plagioklas (im Mittel 20—30% An) bestehen. Nach dem Mineralbestand lassen sich neben den gewöhnlichen Plagioklasamphiboliten verschiedene Varietäten unterscheiden, die aber auf der Karte nicht ausgeschieden werden können.

Die **Knotenamphibolite (Am)** entsprechen den Knotengneisen und besitzen Porphyroblasten von Plagioklas, entstanden durch Sammelkristallisation unter magmatischem Einfluss. Die **Biotit-amphibolite** führen neben Hornblende und Plagioklas auch Biotit als Hauptgemengteil. Bei den hellgrün gefleckten oder gebänderten Epidotamphiboliten tritt Epidot teilweise an Stelle von Plagioklas, der ganz fehlen kann, teilweise an Stelle von Hornblende. Häufig durchzieht der Epidot das Gestein in Lagen, auf Klüften und in einem Netzwerk von Äderchen und ist dann anscheinend infiltriert.

Der mächtigste Amphibolitzug der Region — die Zone des Piz Linard — baut sich zu einem grossen Teil aus **gebänderten Amphiboliten (Am_f)** auf. Eine solche Bänderung weisen auch die meisten Hornblendegneise zwischen Fermunt- und Futschölpass auf. Diese Gesteine zeigen einen Wechsel meist schmaler dunkler und heller Lagen, wobei die einzelnen Lagen sich oft sehr weit verfolgen lassen. Die hellen Streifen bestehen aus einem granoblastischen Gefüge von Plagioklas und Quarz (selten auch noch Biotit). Der Plagioklas kann dabei bis 80% der Masse ausmachen. Die dunklen Streifen führen Hornblende und Plagioklas, sie sind aber hornblendereicher als die gewöhnlichen Plagioklasamphibolite und enthalten nie Quarz.

Die Entstehung dieser Bänderamphibolite ist noch nicht abgeklärt. Eine primäre Wechsellagerung sedimentärer Herkunft anzunehmen, ist nicht statthaft, weil diese Bänderung auch in unzweifelhaften Eruptivamphiboliten zu finden ist. Viel wahrscheinlicher ist dieser Lagenbau eine Folge intensiver Differentialbewegungen im Zusammenhang mit der Metamorphose, Bewegungen, die zur Regelung und Sortierung der verschiedenen Mineralien führten.

Über die ursprüngliche Natur der Amphibolite besitzen wir keine allgemein gültigen Anhaltspunkte. Gewisse Amphibolite der Silvretta sind eruptiver Herkunft, wie ihre Verbindung mit gabbroiden Gesteinen zeigt. Die oft zentimeterweise Wechsellagerung mit Paragneisen lässt aber wenigstens die Möglichkeit zu, dass auch Amphibolite sedimentärer Entstehung existieren. Erst eine quantitative chemisch-analytische Bestimmung seltener Elemente würde wohl zuverlässige Unterscheidungsmerkmale ergeben.

6. Serpentin und Talkschiefer 0

Bei Muottauta am S-Hang des Piz Chapisun [804,4/185,4] findet sich im Amphibolit eine langgestreckte Einlagerung, die aus Serpentin, Strahlsteinschiefer, Talk und Granatamphibolit besteht. Im Serpentin finden sich Relikte von Olivin und Pyroxen.

Einen ähnlichen Einschluss beobachtet man am E-Grat des Silvrettahorns, in ca. 2980 m Höhe [807,4/193,1]. Er liegt ebenfalls im Amphibolit, führt jedoch keinen Serpentin. Diese Einlagerung setzt sich aus vielen linsenförmigen Körpern von verschiedener Grösse zusammen, die als Ganzes eine Mächtigkeit von maximal 3 m erreichen. Die einzelnen Linsen bestehen aus Strahlstein, der von einer Hülle aus Talk oder Biotit umschlossen ist.

7. Pegmatite p

In der Silvretta sind eigentliche Pegmatite selten. Sie durchbrechen in der Regel das Gestein discordant, finden sich aber auch als konkordante Einlagerungen. Es handelt sich ausnahmslos um Turmalin-Muscovitpegmatite, die vereinzelt auch Granat führen.

Vorkommen: Am Grat zwischen P. Jeramias und P. 2888 [805,7/191,6]. Westlich der Tuoihütte, am Grat, der von P. 2939 gegen Cronsel hinüberzieht [804,8/189,8], Piz dellas Clavigliadas [807/190,2], Piz Cotschen [808,9/188,2]. Kleiner Aufschluss beim Lai Roduond S Piz Cotschen (auf der Karte nicht angegeben).

8. Diabasgänge

Als jüngste Gesteine des Silvretta-Kristallins sind die **Gang-diabase** (δ_β) zu betrachten. Sie durchsetzen alle kristallinen Gesteinsformationen der Silvretta-Decke in der Regel diskordant und treten meist schwarmweise auf. Die dunkelgrünen, meist dichten, manchmal porphyrischen, rot oder grau anwitternden Gesteine zeigen ophitische oder porphyrische Struktur und führen als Hauptbestandteil Oligoklas-Andesin mit 30—40% An. Je nachdem als herrschender dunkler Gemengteil Augit oder Hornblende oder Biotit vorhanden ist, lassen sich verschiedene Typen mit wachsender Verwandtschaft zur Familie der Lamprophyre unterscheiden. Postmagmatische, pneumatolytisch-hydrothermale Umbildungen zerstörten häufig den ursprünglichen Mineralbestand. Solche zersetzte Diabase lassen sich oft von bloßem Auge am matten Glanz und dem helleren Graugrün der Bruchflächen erkennen. Die Bildung miarolithischer Nester von Albit, Epidot, Quarz, Calcit und Erz hängt mit diesen Umwandlungen zusammen.

Alpine Bewegungen machen sich an den Gängen öfters durch Verwerfung, seltener durch Schieferung bemerkbar.

Im Kartengebiet sind die Diabase nur spärlich vertreten. Alle Schwarmbildungen finden wir ausserhalb desselben. Ein ungewöhnlich mächtiger Diabas streicht in W—E-Richtung über den Vereinapass [798,5/186,3], ein zweiter durchschlägt an der Fuorcla Linard, P. 2944 [800,5/187,1] Amphibolite und Augen- gneise. Ca. 850 m ENE davon [801,3/187,5] taucht ein dritter auf, ein Hornblendebiotitdiabas, der ebenso wie der Gang der Fuorcla Linard zu den mehr lamprophyrischen Typen gehört. Dieses dritte Vorkommen wurde analysiert.

9. Gangmylonite (Pseudotachylite)

Der auf Blatt Ardez zwischen der obern Val Tuoi und dem Augstenberg dargestellte Teil der Silvretta-Decke weist zahlreiche Fundstellen von Gangmyloniten auf, an welchen diese eigenartigen Tektonite ausgezeichnet studiert werden können. Stellen mit besonders schönen Aufschlüssen sind auf der Karte mit einem ausgefüllten blauen Dreieck bezeichnet. Die Vorkommen greifen nach Osten und Norden über das Blatt hinaus; so findet man zahlreiche Gangmylonite auch im Gebiete des Fluchthorns und in der Umgebung der Jamtalhütte (vgl. auch Fig. 2, S. 15).

Diese auch als Pseudotachylite bezeichneten Gesteine sind vollkommen dicht, meist schwarz, sehr hart und zähe und durch-

brechen gang- oder aderartig Amphibolite, Ortho- und Paragneise. Meist bilden sie schmale Adern, Bänder oder Gänge, die unvermittelt enden oder sich allmählich verlieren, wobei sie sich oft in viele feine Verästelungen gabeln. Gelegentlich erweitern sie sich zu grösseren, selten über 50 cm dicken Linsen, die dann zahlreiche, meist scharfkantige Bruchstücke des Nebengesteines aufweisen, die in einer dunklen, dichten Grundmasse eingebettet sind. Solche Partien erinnern lebhaft an eine Eruptiv-Breccie (siehe Fig. 1.)

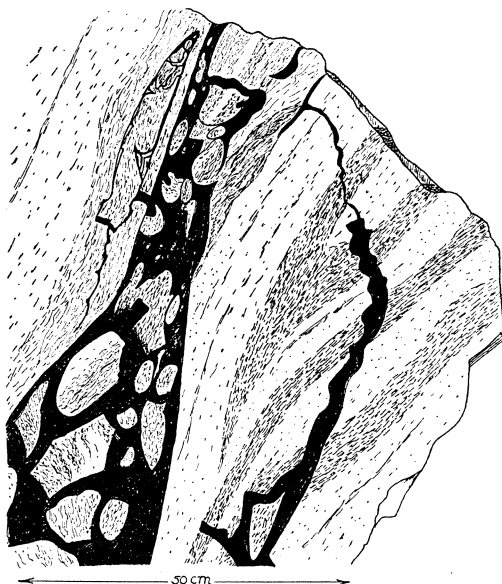


Fig. 1. Gangmylonit in einem Streifenamphibolit

Sowohl die Breccienbildung wie auch der Verlauf der dunklen Bänder sind sehr oft an eine komplizierte Kleintektonik, an Verwerfungen, Verschleppungen und Verschiebungen gebunden. Die umgebenden Gneise zeigen häufig Merkmale starker Kataklyse.

Die Verknüpfung mit dieser Kleintektonik legt den Schluss nahe, dass diese Gangmylonite durch Bewegungsvorgänge innerhalb der Silvrettamasse — also in situ — entstanden sind. Damit stimmt die Beobachtung überein, dass die in Amphiboliten gefundenen Pseudotachylite grünschwartz gefärbt sind, die aus den Paragneisen stammenden aber braunschwarz — also den gleichen Farbton aufweisen wie das Nebengestein.

In zahlreichen Fällen aber dringt die dunkle Pseudotachylitmasse in ein Nebengestein ein, in dem keine Anzeichen einer postkristallinen Durchbewegung oder Kataklaste zu finden sind. Gerade diese Vorkommen haben einen ausgesprochen pseudo-eruptiven Charakter.

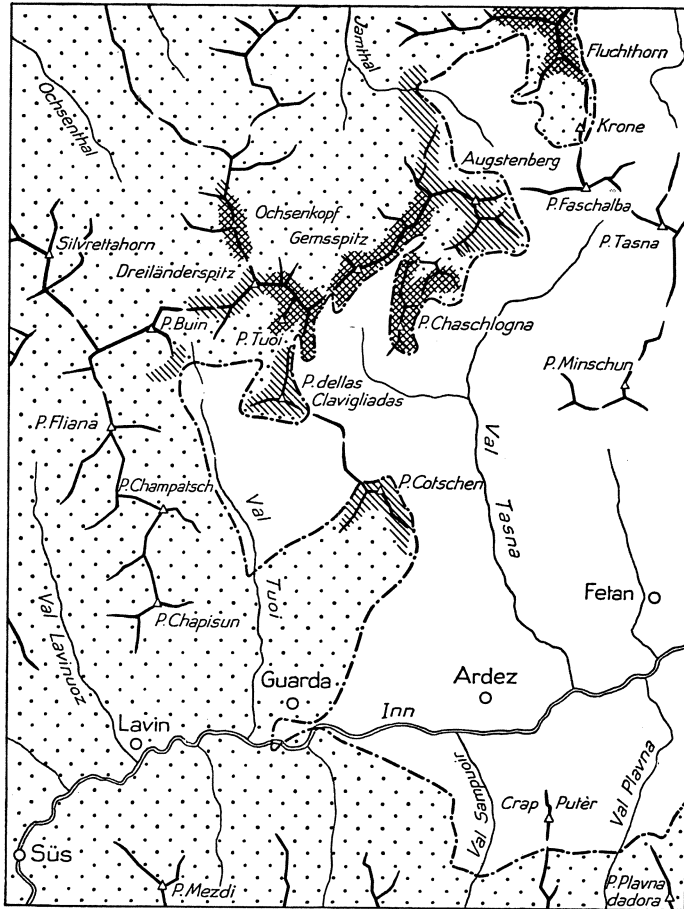
Erst die Beobachtungen im Mikroskop geben einwandfrei Aufschluss über die Bildung dieser Gangmylonite.

Die dunkle, dichte Grundmasse dieser Gesteine scheint optisch isotrop zu sein. Diese Isotropie ist aber nur vorgetäuscht und entsteht hauptsächlich durch die gegenseitige Überdeckung zahlreicher mikroskopischer bis submikroskopischer, ganz verschieden orientierter Teilchen im Dünnschliff. Die Masse stellt ein fest zusammengebackenes Gesteinsmehl dar. Die Dunkelfärbung wird durch Ausscheidung kleiner Erzteilchen verursacht. Eine Verwechslung mit einem echten Glase lässt sich vermeiden, wenn man bei starker Vergrößerung am Rande eines solchen Schliffes die Becke'sche Linie betrachtet. Diese wandert z. B. beim Heben des Tubus an einzelnen Stellen in den Schliff hinein, an andern entfernt sie sich von ihm, je nach der Art des getroffenen Kornes. Ihr Verlauf zeigt also die heterogene Beschaffenheit dieser quasi-isotropen Grundmasse.

In Fällen, wo der Gangmylonit an eine Kleintektonik gebunden ist, kann man im Mikroskop in der Regel einen Übergang zum Nebengestein beobachten. Dieses zeigt dann meist starke Kataklaste und ist oft von Scharen unregelmässig verlaufender Scherflächen durchsetzt. Die Zertrümmerung wird gegen die Gangmitte hin immer stärker, das Korn feiner und feiner. Dabei lassen sich manchmal Trümmer von Mineralien aus den Randpartien als helle oder dunkle Schlieren ein Stück weit in die Gangmasse hinein verfolgen; sie zeigen so ein Fließen des Gesteinsmehles an. Der Übergang von gewöhnlicher Trümmerbildung zum quasi-isotropen Pseudotachylit beweist, dass dieser ein Tektonit besonderer Art, nicht aber ein Eruptivgestein, ist.

In den oben erwähnten Fällen, wo der Gangmylonit diskordant in ein sonst unverletztes Nebengestein eindringt, erscheint das „Salband“ auch mikroskopisch vollkommen scharf. Hier muss man annehmen, dass das Gesteinsmehl vom Orte seiner Entstehung weggewandert ist und in Risse oder Sprünge des Nebengesteines hineingepresst wurde. Dass dies mit grosser Gewalt geschah, zeigt ein Beispiel, wo ein quer liegender Hornblendekristall von einem kleinen vorstossenden Gängchen in der Mitte zerdrückt und vor sich her geschoben wurde.

Besondere Beachtung verdient die Tatsache der Neubildung von Mineralien in der Grundmasse der Pseudotachylite. Es sind



Masstab 1:150000

0 1 2 3 4 5 6 7 Km



Sporadisches

Häufiges

Rand des Unterengadiner-Fensters

Oberostalpin

Vorkommen von Gangmyloniten

Unterostalpin u. Penninikum

Fig. 2. Vorkommen der Gangmylonite im Silvretta-Kristallin am Westrande des Unterengadiner Fensters.

meist strahlig um ein Zentrum angeordnete, nadelförmige, oft in einer Gabel endende Skelettkristalle, die als Hornblenden oder Plagioklase identifiziert werden konnten.

Derartige Neubildungen werden vielfach als Beweis dafür angesehen, dass die bei der Zertrümmerung des Gesteins freierwerdende Wärme zu einer teilweisen Schmelzung geführt habe, der dann eine Kristallisation folgte. Aber Anzeichen einer Schmelzung sind nicht zu erkennen, die Glasnatur ist ja nicht echt und tatsächlich brauchen diese Neubildungen auch nicht aus einem Schmelzfluss entstanden zu sein. Eine weitgehende Zertrümmerung lockert das Gittergefüge und fördert Diffusions- und Austausch-Vorgänge. Diese können schon bei Temperaturen, welche erheblich unter dem Schmelzpunkt liegen, zu Reaktionen und somit zu Neukristallisationen führen.

Die regionale Verteilung der Gangmylonite in der Silvretta-Decke zeigt die Kartenskizze auf S. 15. Die Vorkommen beschränken sich auf ein relativ schmales Gebiet am Rande des Unter-Engadiner-Fensters. Wir finden die Gangmylonite fast ausschliesslich am N-Rand desselben. Am S-Rand kam es, wie übrigens auch im N, im Zusammenhang mit Schubvorgängen zur Bildung von Myloniten und Ultramyloniten, hingegen fehlen hier die pseudoeruptiven Gangmylonite fast ganz.

Die Lokalisierung auf den nördlichen Rand des Fensters scheint mit der in diesem Gebiet stark betonten Aufwölbung des Unterengadiner-Fensters zusammenzufallen. Im überdachenden Gewölbe der Silvrettamasse entstanden dadurch sehr starke Spannungen, deren plötzliche Auslösung vermutlich zur Bildung der Gangmylonite führte. Die Gangmylonitbildung wäre also auf einen spätalpinen Zusammenschub zurückzuführen; die Silvretta-Masse verhielt sich dabei vollkommen passiv.

Die Beobachtungen, dass Bruchstücke von älterem Pseudotachylit gelegentlich in einer jüngeren Gangmylonitmasse sich eingeschlossen finden, dass ferner manche Gänge verworfen oder abgesichert sind, zeigen, dass die Bildung dieser Tektonite auf mehrere Phasen verteilt werden muss und dass ihr noch kleinere Bewegungen folgten.

10. Mineralien

Die Silvretta ist arm an gut ausgebildeten Mineralien, da Klufthmineralien fehlen oder nur ganz unansehnlich ausgebildet sind. Typisch ist der Andalusit, der in Knauern mit Quarz zusammen in Para- und Mischgneisen zu finden ist. Hauptfundstellen (mit blauem Stern bezeichnet und von W nach E): Rosställispitz [795,4/185,6],

Val Gröss [797,8/184], Val Saglains [801,2/183,1]. Zwischen Lavin und Linardhütte [802,65/184], SW Piz Furcletta [806,8/190,8]. Zum Sammeln eignen sich am besten Schutthalden und Moränen. Die Kristalle können über 10 cm lang werden. Die Farbe ist rosa bis fleischrot oder blaurot; infolge einer randlichen Umwandlung sind einzelne Individuen häufig von einer weichen, matt grünlich-grauen Rinde umgeben. Ein ständiger Begleiter des Andalusites ist Muscovit. Das Vorkommen entspricht demjenigen der Lisenzer Alpen (Stubai Alpen). Für die Entstehung des Andalusites wird metamorphe Differentiation unter magmatischem Einfluss angenommen.

Auf Klüften in Amphiboliten findet man oft folgende Mineralien: Hornblende, Epidot, Chlorit, Albit, Quarz, Titanit und Calcit. Ziemlich häufig ist die Paragenese Epidot—Quarz, wobei der Quarz auf Epidot aufgewachsen ist.

ZUR ENTSTEHUNGSGESCHICHTE DES ALTKRISTALLINS

Das Altkristallin der Silvretta-Decke liegt bereits im Perm als polymetamorphes Grundgebirge vor. Seine Innenstruktur ist das Resultat verschiedener Faltungen, verbunden mit Intrusionen, deren Ausmass und Abfolge nicht mehr rekonstruiert werden kann. Immerhin zeichnen sich einige Züge ab.

Als Ältestes sind die Paragneise und Paraamphibolite zu betrachten. Sie stellen eine geosynklinale Serie von tonigen bis mergeligen Sedimenten dar, die ihres polymetamorphen Charakters wegen wahrscheinlich vorpalaeozoischen Alters sein dürfte. Die Orthoamphibolite repräsentieren eine erste, gabbroide Intrusion in diesen Gesteinskomplex. Bei der letzten durchgreifenden Metamorphose wurde der Paragneis-Amphibolitkomplex durch tangential Schübe zu Schlingen verbogen, unter gleichzeitiger Intrusion aplitisches-pegmatitischer Massen. Die Intrusion dieser Orthogneismasse hat den Gebirgsbau entscheidend beeinflusst und eine typische Intrusionstektonik erzeugt, unter gleichzeitiger Bildung mannigfaltiger Mischgesteine durch Injektion und Assimilation. In einer letzten Phase durchbrachen die Diabasgänge diskordant das gefaltete Grundgebirge; sie sind nicht metamorph. Das so geschaffene Grundgebirge ist als gewaltige Schubmasse en bloc in den alpinen Bau einbezogen worden und zeigt daher ausser örtlichen mechanischen Beanspruchungen (Mylonit- und Ruschelzonen, Verwerfung und seltener Schieferung der Diabasgänge) keine, oder nur äusserst geringe, alpine Überprägung.

II. UNTEROSTALPIN

(TASNA-DECKE, FALKNIS-SULZFLUH-DECKE)

1. Kristallin der Tasna-Decke

von F. SPAENHAUER

GO_T **Tasna-Granit.** Der Tasna-Granit zeigt seine beste Entwicklung auf der E-Seite der Val Tasna, in den Felsen von Sass majur [812/186]. Es ist im allgemeinen ein richtungslos mittel- bis feinkörniger, hell- oder dunkelgrüner Granit. Saure Varietäten haben auch weisses Aussehen. Recht häufig sind porphyrtartige Granite, wobei in einer dunkelgrünen, saussuritähnlichen scheinbaren Grundmasse weisse bis bläuliche Einsprenglinge eingebettet sind, die meist aus Quarz-Aggregaten, seltener aus Quarz-Feldspat-Aggregaten bestehen.

Mineralbestand: Unter den Feldspäten überwiegen die Plagioklase. Orthoklas ist oft als Mikroklin oder Mikroklin-Mikroperthit ausgebildet, kann aber nicht überall nachgewiesen werden. Der Plagioklas ist oft stark sericitisiert und bildet die grüne „Grundmasse“. Es handelt sich bei den bestimmbar Plagioklasen um Albit oder sauren Oligoklas. Häufig sind Granulierungen und Neubildungen von Albit. Quarz kommt in Aggregaten zackiger Individuen vor, die meist undulös auslöschen, oft auch zerbrochen und granuliert sind. Untergeordnet findet sich grüner bis brauner, gewöhnlich chloritisierter Biotit, ausserdem noch Apatit, Titanit, Pyrit und Epidot. Häufig sind Karbonat-imprägnationen in Rissen.

Bei den helleren aplitischen Varietäten ist Orthoklas reichlicher vorhanden. Neben aplitischen und pegmatitischen Abarten finden sich im Granit auch helle und dunkle Schlieren von gneisigem Habitus, die aber auf der Karte nicht ausgediegt werden können.

Der Granit zeigt Diaphthorese und meist mehr oder weniger starke Kataklase (Granulierungen, zerbrochene Feldspäte, mit sekundären Mineralien gefüllte Risse). Der Granit von Craistas [811,9/184,1] ist stark zerbrochen und zerklüftet.

Ein einziger Lamprophyr konnte gefunden werden (beim Buchstaben B von Bellezza [812/184,7]). Er zeigt Diabasstruktur: In einer sericitisch-chloritischen Grundmasse liegen mehr oder weniger idiomorphe Feldspatleisten, kleine Quarzkörner und etwas Erz.

GO_{TH} **Migmatitisches Tasna-Kristallin.** Es handelt sich hier um eine Serie von gneisigen, z. T. schiefrigen, gebänderten und schlierigen Gesteinen.

Die helleren Gesteine und die Augengneise besitzen den Mineralbestand eines Granites, zeigen aber Paralleltexur. Die dunkleren, meist grünen und ziemlich dichten schiefrigen Gesteine bestehen im wesentlichen aus einem Pflaster von saussuritisiertem Feldspat und Quarz und Flatschen von braunem, meist chloritisiertem Biotit und Muscovit. Auch Amphibolite kommen vor und Gesteine, die einer Injektionsbreccie sehr ähnlich sehen (Neuer Alpweg, unterhalb Alp Laret [812,2/187,5]). Auch Lagen von unveränderten Paragneisen können gefunden werden.

Dieses migmatitische Tasna-Kristallin ist wohl als ein Komplex von alten granitisierten Ortho- und Paragneisen aufzufassen.

G' **Biotit- und Chloritschiefergneise.** An einigen Orten sind noch unveränderte Paragneise erhalten. Diese Paragneise sind älter als der Granit. Es sind bei vorherrschendem Muscovit oder Chlorit silberglänzende bis mattgrünliche, bei vorherrschendem Biotit rostigbraune Schiefergneise. Sie bestehen im wesentlichen aus Quarz, Plagioklas, Muscovit und Biotit. Die Feldspäte zeigen oft Knotenhabitus. Quarzlinzen sind häufig.

P **Sericitphyllite, Konglomerate und Konglomeratgneise.** Der Tasna-Granit wird an einigen Orten von einer Serie von Gesteinen begleitet, die von Züst (Lit. 16) als klastische Abtragungsprodukte des Granites angesehen und als Sericitphyllite bezeichnet werden.

Ein grösseres Vorkommen streicht von der Innbrücke bei Ardez zur Strasse hinauf, ein anderes folgt von Bellezza [812/184,7] aus dem W-Hang der Val Tasna.

Es sind geschieferte graue oder hell- bis dunkelgrüne, etwas fettig glänzende Gesteine, teilweise von gesprenkeltem Aussehen, oft aber fast dicht. Seltener sind silberglänzende, stark schiefrige und dünnblättrige Varietäten. An einigen Stellen finden sich Konglomerate mit bis faustgrossen Gneisgeröllen. Ein solches Konglomerat ist an der Talstrasse E von Ardez beim W-Portal des Craistastunnels aufgeschlossen.

In den meisten Schliffen zeigt es sich, dass eine äusserst feine Grundmasse von Quarz, Plagioklas und Sericit vorhanden ist. Oft besteht sie auch nur aus einem sericitisch-chloritischen Gemenge. In dieser Grundmasse sind teilweise scharf idiomorphe frische Quarz- und Plagioklas-, seltener Orthoklas-Einsprenglinge vorhanden. Hie und da sind sie magmatisch korrodiert. Diese Gesteine müssen als Porphyre angesprochen werden.

In anderen Schriffen haben die Einsprenglinge die Form von scharfkantigen Splittern. Daneben finden sich auch eckig umgrenzte Quarz-Aggregate und Quarz-Feldspat-Brocken, Aggregate von Sericit und Flecken von schwach polarisierender, fast amorpher Substanz. Diese letzteren sind vielleicht ehemalige Glaspartikelchen. Bei diesen Varietäten handelt es sich wahrscheinlich um Tuffe.

Bei den Konglomeraten bestehen die Gerölle aus Gneisen und Quarziten, das Bindemittel hat ebenfalls tuffigen Charakter.

Wie in den Graniten, ist Kataklyse häufig, ebenso auch Karbonatimprägnationen.

Diese Gesteine stellen eine Serie von vulkanischen Tuffen und Porphyren dar, wahrscheinlich gemengt mit klastischen Abtragungsprodukten einer alten Landoberfläche.

Die Altersfrage dieser Gesteine ist nicht gelöst. Es ist möglich, dass sie jünger sind als der Tasna-Granit und karbonisches oder permokarbonisches Alter besitzen.

Eine wesentlich andere Meinung vertritt J. CADISCH, über die er Folgendes mitteilt:

Im Jahre 1921 verglich R. STAUB (12) die Sericitphyllit-Serie der Tasna-Decke mit dem Nairporphyroid und verwandten Gesteinen der Err-Juliergruppe, welche damals ebenfalls noch ins jüngere Paläozoikum gestellt wurden. Neuere Untersuchungen von H. P. CORNELIUS ergaben, dass die betreffende Serie der Err-Decke Altpaläozoikum repräsentieren dürfte. Es ist deshalb wohl mit der Möglichkeit zu rechnen, dass die fraglichen Unterengadiner Felsarten nicht jünger, sondern älter sind als der karbonische Tasna-Granit. Dafür sprechen folgende Tatsachen. Einmal konnten W. HAMMER im Tirol und J. CADISCH im Samnaun in derselben Zone im Liegenden der Trias typischen Verrucano in Gestalt von roten Sandsteinen und Schiefern mit Dolomitlagen nachweisen. Sodann kontrastiert die intensive Durchbewegung und Metamorphose der Ardezer Gesteine stark mit dem Erhaltungszustand der hangenden jüngeren Sedimente (Trias und Lias). Schliesslich spricht auch das Fehlen von typischen Tasna-Granitkomponenten in diesem sogenannten Permo-Karbon eher für höheres Alter.

2. Sedimente der Tasna-Decke

von J. CADISCH

t Trias-Dolomit. Dolomit tritt in grösseren, zusammenhängenden Komplexen bei Ardez auf und kann vom Hügel P. 1435 beim Bahnhof Ardez unter Schloss Steinsberg

durch in das Gelände von Craistas und Chanouva verfolgt werden. Bei Craistas steht der einzige noch im Betrieb befindliche „Kalkofen“ der Gegend. Trotzdem gutes Kalkgestein in der Nähe vorkommt, wird hier Triasdolomit gebrannt. Die Felsart zeigt auf dem Bruch graue bis blaugraue Färbung und wittert oft gelblich an. Sie zeigt schlechte Schichtung und zerfällt leicht in kubische Stücke. Brecciöse Ausbildung des Triasdolomits kommt hie und da vor (z. B. „Suottas Rombel“ W Ardez [809,8/184,15], Fig. 6, S. 41). Es besteht somit gute Übereinstimmung mit unterostalpinem Triasdolomit Mittelbündens, welcher norischen Alters sein dürfte (Hauptdolomit). Die Normalmächtigkeit des Triasdolomits beträgt ungefähr 25 m.

In Gestalt tektonischer Einlagerungen findet sich Triasdolomit sowohl mitten in der Tasna-Serie (in Kreide zwischen Plans Grischans und Alp Tasna [810,9/186,8]) als auch an der Silvretta-Überschiebung und in deren Nähe. Vorkommen dieser zweiten Art sind festgestellt:

1. Im obern Jamtal beim Breiten Wasser (siehe Tafel 2 [810,1/196,1]).
2. Am Spi da Sablun (P. 3004) SW Vadret Chalaus [809,3/193,0] (siehe Fig. 4, S. 29).
3. Bei P. 2822 W des Piz Cotschen [808,3/188,5].
4. Östlich P. 2651 unter dem Kristallin des Piz dellas Clavigliadas-Gipfels [806,9/189,7].
5. Mit Silvretta-Kristallin und Tasna-Flysch (bunte Schiefer) verschuppt beim Bahnhof Guarda (siehe Fig. 7, S. 43).

Das Gestein dieses Vorkommens zeigt nach L. HEZNER (in 13) folgende Zusammensetzung:

54,98%	CaCO ₃
40,49%	MgCO ₃
1,04%	FeCO ₃
0,87%	Ton und Sand
2,05%	Kohle und flüchtige Substanzen (H ₂ O)
99,43%	

Es handelt sich somit um einen relativ reinen Dolomit.

Die unter 1—4 aufgezählten Dolomit-Linsen und -Spähne sind tektonisch mit dem Triasdolomit bei Pra Putèr (Blatt Zernež) in Zusammenhang zu bringen, den wir als mittelostalpine, evtl. oberostalpine Schuppe auffassen möchten.

1 Lias. Die Ausbildung des Lias am Schloss Steinsberg bei Ardez ist in der Literatur meist als Hierlatz-Facies oder als besondere „Steinsberger-Facies“ erwähnt und beschrieben worden. Dabei war meist von bunten belemnitenführenden Sedimentärbreccien die Rede. Unsere Untersuchungen ergaben,

dass der genannte Burgfels zur Hauptsache aus einem grobkörnigen, hellfarbenen Spatkalk besteht, dem beim Schlossturm eine Lage bunten brecciösen Gesteins eingelagert ist, welche viele schlecht erhaltene *Belemniten* führt. Der Steinsberger Liaskalk transgrediert ursprünglich auf das Altkristallin. Polygene, kristallinführende Konglomerate bzw. Breccien sind durch den Bau der Strasse von der Station Ardez nach der Ortschaft aufgeschlossen worden. S des Burghügels, an der Landstrasse, folgt über dem Triasdolomit eine Lage von Kalkschiefer mit ausgewalzten Granitkomponenten, welche als Transgressionsgestein zu deuten ist. Östlich der Schlossruine am Weg nach Craistas findet sich ein Riesenkonglomerat von Triasdolomit, grünem Quarzit (Buntsandstein?) und buntem Liaskalk, welches als Basalbildung aufgefasst werden muss.

Steinsberger Spatkalk steht auch an der Craista Bischöf (ca. 1 km N Ardez) an. Hier wechsellagert dieses Gestein mit dunklen spätigen Kalken, Sandkalken und Kalkschiefern von Allgäuschiefer-Typus. Wir glauben, die letzteren Gesteine als hangende Partien des Lias ansprechen zu müssen. Ein isoliertes Vorkommen von Steinsberger-Kalk, der z. T. sandig entwickelt ist und Belemniten führt, liegt auf Alp Laret, 300 m SE P. 2291 [812,3/188,3].

i₄₋₈ Dogger-Malm. Die zwischen Lias und Unterkreide vorhandenen Schichtglieder sind nirgends in einem vollständigen Profil aufgeschlossen. Da zudem die Facies wechselt, hält es schwer, über die stratigraphischen Zusammenhänge Klarheit zu erlangen.

SW des Bahnhofs Ardez, bei der Mühle P. 1368, liegen über Triasdolomit grünliche, tonige Schiefer mit kalkigen Lagen, dann marmorisierte Kalke mit grünlichen, sericitischen Lagen, welche stark an Aptychenkalk des Oberengadins und Mittelbündens erinnern. Sandig-kieselige Schiefer mit glimmerreichen schwarzen Tönhäuten finden sich (im Liegenden?) oberhalb der Ziegeleiruin bei P. 1368 [810,55/183,75]. In derselben Zone treten N Ardez zwischen P. 1847 und Plans Grischans [811,25/185,6] grüne und rote Schiefer mit kalkigen Lagen und mit polygenen brecciösen Einlagerungen (grünes Kristallin und Quarzit) auf. Etwa in der Mitte zwischen Plans Grischans und Alp Tasna findet sich weiterhin über dem Weg eine polygene Breccie mit Kalkzement, die ausserordentlich an Falknisbreccie erinnert. Ganz ähnliche Psephite mit Tasnakristallin-Komponenten bilden W Arsüras [809,8/183,1] die Basis der gegen 100 m mächtigen Jurakalkzone, welche von Saglias bei Surèn unter Alp Sursass in den Gaud Grand durchziehen. Die massigen, meist hell-

grauen Kalke erinnern durch ihre helle Färbung, die wohl auch durch schwache Metamorphose bedingt ist, an Sulzfluhkalk. Sie erweisen sich unter dem Mikroskop als ziemlich dichte rekristallisierte Gesteine. Nur an einer Stelle, unweit P. 1529 [810,15/183,29] enthielt der Zement dieser „Falknisbreccie“ noch erkennbare Mikrofossilien, und zwar *Calpionella cf. elliptica* CAD., *Milioliden* und *Textulariden*.

Sichere Radiolarite fehlen im Jura der Tasna-Decke; immerhin dürften weisse Quarzite mit roten Schiefern vergesellschaftet, die zwischen Alp Laret dadaint und P. 2291 über dem Fussweg [812,3/188,35] auftreten, als Äquivalente mesozoischen Hornsteins anzusprechen sein. Der obere Jura der Tasna-Decke nimmt facieell eine vermittelnde Stellung zwischen dem Falknis-Malm im Prätigau und Schanfigg (Falknisbreccie) und dem Malm der Aroser Schuppenzone (Aptychenkalk, bunte Schiefer) ein.

c₁₋₃ Untere Kreide („Neokom“). Untere Kreide lässt sich im Unterengadin, wie auch in Mittelbünden (Rätikon, Weissfluhgruppe, Gürgaletsch), nicht unmittelbar identifizieren. Die ins „Neokom“ gestellten, meist flyschartigen Gesteine können nur auf Grund ihrer Lagerung zwischen Oberem Jura und Tristelschichten (Urgo-Aptien) als Unterkreide bezeichnet werden. Die besten Aufschlüsse finden sich im Westteil der Ortschaft Ardez und in deren westlicher Umgebung. Das untere Neokom zeigt eine Folge von dunkelgrauen, kalkigen Schiefern, die darüber folgenden Partien sind als Sandkalke bis Kieselkalke entwickelt. Blaugraue und grauschwarze Tonschiefer sind überall zwischengeschaltet. Die Gesteine sind oft stark gefaltet, Kalk- und Sandkalkpartien wittern oft knorrig an und sind dann grau und braun gefärbt. Nach dem hangenden Urgo-Aptien hin nimmt der Kalkgehalt wieder zu, das Gestein wittert heller an und sieht schrattenskähnlich aus. W P. 1368 bei Ardez fand sich im Neokom eine ungefähr 1 m starke grobbrecciöse Lage mit faustgrossen Kalk- und Dolomit-Komponenten.

Mikroskopischer Befund: Die Sandkalke zeigen keine typischen Merkmale, Mikrofossilien fehlen. Örtlich sind kieseliger Zement und kalkige Komponenten vorhanden. Durch Metamorphose wird weitgehend Rekristallisation hervorgerufen. Oberhalb Prada Sura (WNW Ardez) zeigt das Neokom an überhängenden Felspartien weisse Ausblühungen (wohl Magnesiumsulfat), wie sie sonst in unserer Gegend nur am basalen Bündnerschiefer zu sehen sind.

c₁₋₆ Urgo-Aptien, Tristel-Schichten. Im NNW von Ardez entspricht die Gras- und Waldplanke von Tantersassa

ungefähr dem Niveau der Tristelschichten. W oberhalb Clüs steht hier auf 2020—2050 m [810,9/185,4] die polygene Transgressionsbreccie an, die von hier nach SW durchziehen dürfte. Tasnakristallin-Komponenten (über faustgross) und Kalkzement des Gesteins sind hier stark ausgewalzt, letzterer marmorisiert. Als Hauptmasse der Tristelschichten erscheinen gutgeschichtete, mehr oder weniger spätige Kalke und Lagen feinsten Breccien (Dolomitkomponenten typisch, Feldspat-, Quarz- und Glimmersubstanz mehr oder weniger häufig eingestreut). Auf dem Bruch zeigen diese Tristelschichten meist dunkelgraue oder blaugraue Färbung, die Anwitterungsfarbe ist hellgrau. Die höheren Teile des Urgo-Aptiens sind als Sandkalke und feine Breccien ausgebildet, welche den Übergang zum Gault vermitteln.

Die Dünnschliffuntersuchung des Tristelkalkes ergab das Vorhandensein folgender Mikroorganismen:

Echinodermensplitter, sehr häufig vorhanden; *Milioliden*, *Textularia* sp.; *Bryozoen*, in sandigem Kalk N Arsüras [810,5/183,25] und mit fraglichen Lithothamnienresten in zoogenem Kalk bei Valmala [810,55/189,1]. Eine Tristelkalkkomponente aus der oberen Kreide WSW Valmala erwies sich als späterer ziemlich dichter Kalk mit *Milioliden*, *Bryozoen* und *Salpingoporella*. Das Gestein weist pseudoolithische Struktur auf und besteht aus mehr oder weniger gerollten Kalkpartikeln, in denen die genannten Fossilien auftreten. Es zeigt weitgehende Ähnlichkeit mit Tristelkalk aus der Alp Trida im Samnaun, welcher ausser den genannten Organismen auch *Orbitolinopsis* führt, ein Fossil, das bis dahin nur im Barrémien und Aptien gefunden wurde. Damit ist ein weiterer Anhaltspunkt für die Richtigkeit der stratigraphischen Zuteilung der Tristelschichten gewonnen. Sie entsprechen stratigraphisch und teilweise auch lithologisch dem helvetischen Schratzenkalk und zeigen im Schliffbild grösste Übereinstimmung mit Urgonkalk aus den französischen Westalpen (vgl. W. KILIAN, Kreide, in *Lethaea geognostica*, S. 87 und 378 usw., Stuttgart 1907—1913).

c₆—7 „Gault“. Als „Gault“ bezeichnen wir die vorwiegend kieseligen Breccien, Sandsteine, Kieselkalke und Quarzite, welche zwar keine Leitfossilien enthalten, aber durch ihre Lage zwischen nachgewiesenem Urgo-Aptien und Oberkreide als Mittelkreide (s. l.) bestimmt sind. Morphologisch erscheint der dunkel anwitternde Gault als wandbildendes Element. So im obern Felsband von Tanterassassa („Zwischen den Felsen“) NNW Ardez, am Clünas und Piz Minschun N Fetan, wenig östlich ausserhalb unseres Kartenblattes (Tafel 3).

Grobe, Tasna-Kristallin führende Breccien und Konglomerate des Gault treten E Valmala, beim T von Toffai [811,4/189,4] auf, solche mit Tristelkalk-Komponenten auf 2520 m E Alp Urschai [811,8/191,1]. Sie können als von ihrer Unterlage nachträglich abgescherte lokale Transgressionsgesteine betrachtet werden. Dafür spricht ihre mehrmalige Verschuppung mit Altkristallin-Mylonit. Feine, Kristallin- und Triasdolomitpartikel führende Breccien charakterisieren vorwiegend den unteren Gault, sie gehen nach oben meist in Quarzite über. W Valmala wechsel-lagern feinbrecciöse mit sandigen Lagen. Im oberen Gault, an der Grenze gegen die Couches rouges, treten kalkige Lagen und schwarze Tonschiefer auf.

Mikroskopische Untersuchung: Alle Psammite des Gault führen Pyrit und chloritische Mineralsubstanz, welche als Umwandlungsprodukte des Glaukonites anzusehen sind. Der zu Limonit verwitternde Pyrit bedingt die oft vorhandene braune Anwitterungsfarbe. Reine Quarzitgesteine kommen vor bei Clünas (bei Fetan, E ausserhalb des Blattes), eigentliche Öl-quarzite sind selten (Piz Faschalba, E ausserhalb der NE-Ecke von Blatt Ardez). Die Sandkalke des oberen Gault führen Feldspatsubstanz und Quarzkörner in stark marmorisiertem Calcit-zement (W Marangun Urschai [810,8/192]). Gaultsandkalk vom Hang E P. 1916 bei Prada Tasna [811,5/188,6] enthält Echino-dermentrümmern und Reste von Bryozoen.

cg-13 Obere Kreide, Couches rouges. Die obere Kreide nimmt im ganzen Fenstergebiet von Blatt Ardez grösseren Anteil am Aufbau des Gebirges als anfänglich vermutet wurde. Wo die Gesteine stärker metamorphisiert sind und infolge davon Mikro-fossilien fehlen, können sie leicht mit Tristelschichten verwechselt werden.

N Oberhalb Ardez (Tanterassassa) folgen die Oberkreide-schichten normal über dem Gault als helle, weissliche bis gelbliche oder grünliche Kalkschiefer von ungefähr 10 m Mächtigkeit. Couches rouges, welche durch rote Färbung ihren Namen verdienen, finden sich selten, so bei „Suottas Rombel“ W Ardez [809,65/184,2] (siehe Fig. 6, S. 41). Örtlich zeigen die Couches rouges-Mergelkalke auch dunkelgraue Färbung. Überall ist die fein-plattige, flaserige Beschaffenheit der Gesteine charakteristisch, welche mit ihren tonigen oder sericitischen Zwischenlagen an helvetischen Seewerkalk erinnern. Makroclivage verwischt häufig die Schichtung, Mikroclivage kann zwischen Schichtflächen im Dünnschliff beobachtet werden.

Nach oben gehen die Oberkreidekalke oft in grüne tonige Schiefer über, die mit den Senonschiefern des Gurgaletsch (S Chur) lithologisch identisch sind.

In der Zone von Valmala-Schisdas-Minschun [810-12/189-91] transgrediert die obere Kreide mit Riesenbreccien und -Konglomeraten bis über das Tasna-Kristallin. Auf primäre sedimentäre Auflagerung dieser Psephite auf den kristallinen Untergrund ist aus den Lagerungsverhältnissen zu schliessen: polygene Psephite wechsellagern bei „Fil da Schisdas“ mit altkristallinen Gesteinen. Als Komponenten des Transgressionsgesteins treten neben grünem Tasna-Kristallin (Granit u. a.) Tristelkalke und Gaultgesteine auf. Lagen, welche nur diese sedimentären Komponenten enthalten, erinnern stark an ultrahelvetischen Wildflysch. Die Grösse der Trümmerelemente schwankt ausserordentlich. Bei P. 2848 W des Piz Minschun (E ausserhalb der Karte, s. Tafel 3) treten bis 4 m lange Granitschollen auf. Ausschliesslich aus altkristallinen Trümmern bestehende Lagen wurden von G. THEOBALD begreiflicherweise als Verrucanoarkosen angesehen. Der rasche Übergang monogener Trümmergesteine in polygene Felsarten, d. h. in solche mit Arkosezement oder mit sandigem Zement und weiterhin in Konglomerate mit foraminiferenhaltigem Flaserkalkzement lässt an der Transgressionsnatur der ganzen Serie keine Zweifel aufkommen. Die Einlagerung grösserer Kristallinschollen (S Schisdas [811-12/190-91], W Talseite von Urschai [810,5/191,3], oberstes Jamtal am Futschölpas (siehe Tafel 3 [811,2/195,2] u. Fig. 8, S. 46) möchte ich auf submarine Rutschungen an Kristallinschwellen zurückführen (vgl. S. 31).

Mikroskopischer Befund: Die Oberkreide-Mergelkalkschiefer und -Kalkschiefer der Tasna-Decke zeigen im Dünnschliff weitgehende Übereinstimmung mit den Couches rouges der Falknis-Sulzfluh-Decke. Das meist dichte Gestein ist oft von Mikroclivage durchzogen und die oft reichlich eingestreuten Fossilreste nach den Clivageflächen eingeregelt. Auch Mikroclivagefältelung (Gleitfaltenbildung) kommt vor (W Ardez). In stark ausgewalztem Gestein findet man die organische Substanz in Schlieren ange-reichert (Suottas Rombel, W Ardez). Kalkschiefer, die ursprünglich wohl gleichmässig rot gefärbt waren, zeigen Anreicherung des Eisenhydroxydgehaltes auf Clivageflächen (Clemgiaschlucht, bei Schuls, E ausserhalb der Karte). Wo feinste Lagen dichterem (mergeligeren?) Materiales mit feinkörnigem wechseln, erweist sich letzteres zuweilen als rekristallisiert („S. Martaila“ = P. 1569 W Ardez [810,0/184,25]). Couches rouges-Zement polygener Breccien enthält reichlich neugebildeten Feldspat, dessen Substanz von granitischen Komponenten stammen dürfte (W Valmala [810,7/189,6]).

In vielen Schliffen sind rundliche, ovale oder spindelförmig gestreckte Calcitaggregate als Überreste von Foraminiferenschalen zu deuten. Die weissen Oberkreideschiefer von Chasch-

logna (N P. 2128) [810,8/191,7] lieferten gutes Schliffmaterial, in welchem folgende Organismen festgestellt wurden: *Globotruncana linnei* (D'ORB), in zahlreichen Exemplaren, *Globotruncana cf. apenninica* O. RENZ, wenige Exemplare, *Nodosaria*, *Globigerinen* massenhaft, oft als alleinige Organismen vorhanden (W Valmala).

f Flysch der oberen Kreide, eventuell z. T. Tertiär.

Im Profil von Tanterassa–Piz Cotschen N oberhalb Ardez werden die Oberkreidekalkschiefer von einem mächtigen Komplex flyschartiger Schiefer überlagert, welche nach der Nomenklatur von W. HAMMER wohl als graue Bündnerschiefer zu bezeichnen wären. Viele dieser Flyschgesteine können oft von Gesteinen des „Neokoms“ überhaupt nicht unterschieden werden, andere sind gewissen „Gault“-Gesteinen täuschend ähnlich. Am Gratrücken nördlich Ardez (Kote 2580 – P. 2531 – P. 2404 – Muot del Hom – Tanterassa) treten folgende Gesteine auf:

Oben: Silvrettakristallin des Piz Cotschen, zur Amphibolitgruppe gehörig. Tonig-serizitische Schiefer, einige m Mylonit?

Roter und grüner „Radiolaritschiefer“, d. h. toniger Schiefer, gefältelt, zum Flysch gehörig, 2 ½ m (bei ca. 2610 m).

Mischzone aus kristallinen Schiefen und grünen Radiolaritschiefern, 10 m.

Dunkelgraue Tonschiefer.

Dann mit Vegetationslücken:

2570–2545 Quarzitische Schiefer, gaultähnlich

2545 Sandkalk, rekristallisiert

2530 Kalkschiefer

2525 Gault-ähnliche Sandsteine und kieselige Schiefer

2515 Sandstein

2480 desgleichen

2440 Kieselkalk, grau, hell anwitternd

P. 2404 graue bis grüne kieselige Schiefer

ca. 2370 Sandkalkschiefer

2334–2090 Kalke und Kalkschiefer, kieselig bis sandig, z. T. an „Hyänenmarmor“ (= Malm der Errgruppe) erinnernd

grüne Tonschiefer, darunter

2090 Oberkreide-Kalkschiefer (Couches rouges).

Es wiegen somit in tieferen Lagen kalkige, in höheren sandige und quarzitische Gesteine vor. Es ist weder hier noch anderswo möglich, eine bestimmte Schichtfolge aufzustellen, da charakteristische Horizonte mit Ausnahme der im Hangenden auf-

tretenden bunten Schiefer fehlen. Das Vorkommen von Schürflingen älterer Gesteine (Triasdolomit bei P. 2822 am Fil da Tuoi [808,3/188,5]; 25 m langer und 12 m hoher Klotz von Liasspatkalk zwischen P. 2760 und P. 2454 am Futschölpass [812,1/193,1] s. Fig. 3) zeigt, dass es sich hier nicht um eine normale Schichtfolge handeln kann. Das Fehlen jeglicher Makrofossilien und leitender Mikrofossilien, z. T. infolge Metamorphose, erschwert die Klärung der Stratigraphie.

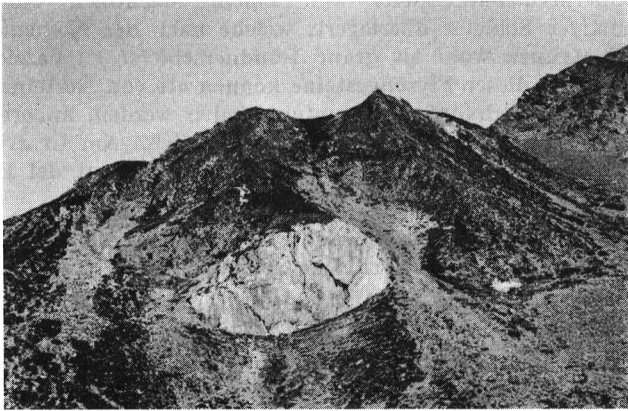


Fig. 3. Linse von Liasspatkalk im Flysch der Tasna-Serie auf der Südseite des Futschölpasses, SE P. 2760.

Der Fil da Tuoi (Gebirgsgrat zwischen Piz Cotschen und Piz dellas Clavigliadas) und die Umgebung der Tuoihütte des S.A.C. [805,5/190] gewähren ausgezeichneten Einblick in die hangendsten Flyschmassen des Fensters. Bei der Klubhütte stehen wildflyschartige Gesteine an, schwarze, braune und grün-olivfarbene Sandkalke, tonige Schiefer mit Sandkalkklinsen und brotlaibförmigen quarzitischen Knollen (tektonische Gerölle, „Phakoide“), ferner mergelige bis kalkige Schiefer, welche an helvetische Globigerinenschiefer erinnern. Diese tonigen und kalkigen Lagen wechseln mehrfach miteinander. Ihnen sind bei P. 2844 [808,2/189,0] und P. 2853 [808,2/189,45] grüne tonige und kieselige Schiefer mit Lagen von Radiolarit eingelagert, der nach den vorliegenden lithologischen Übergängen zur Flyschserie zu rechnen ist.

Bei P. 3004, am trennenden Grat zwischen Vadret Urezzas und Vadret Chalaus [809,3/193,0] bilden schwarze und grüne

tonige Schiefer mit kalkigen Zwischenlagen das Hangende des Flysches (Fig. 4). Die grünen Schiefer erinnern sehr an Senon der Falknis-Decke Mittelbündens. Eine Scholle von Triasdolomit ist am Spi da Sablun dem Flysch eingelagert. Triasdolomit und Marmor treten auch an der Silvretta-Schubfläche aus. Es dürfte sich in beiden Fällen um tektonische Schürflinge handeln (vgl. Fig. 4 und S. 48).

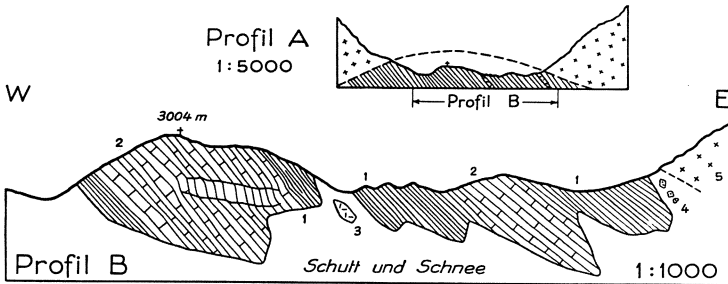


Fig. 4.

A. Schematisches Profil durch den Spi da Sablun („Sandgrat“) zwischen Vadret Urezzas und Vadret Chalaus, die tektonische Diskordanz zwischen Flysch der Tasna-Serie (unten) und Silvretta-Kristallin (oben) zeigend.

B. Detail-Ansichtprofil durch die Flyschbildungen am Spi da Sablun.

1. Flysch, vorwiegend schwarze, graue und grüne tonige Schiefer.
2. Flyschschiefer, wechselnd kalkig und tonig.
3. Eingeschleppte Linse von Triasdolomit.
4. Quarzführender Marmormylonit, in Blöcken herumliegend, zweifellos unter dem Schutt anstehend, Trias?
5. Amphibolitisches Kristallin der Silvretta-Decke, mit Gangmylonit.

Mikroskopischer Befund. Die kalkigen Gesteine des Flyschs sind z. T. als Sandkalk zu bezeichnen. Sie führen neben Quarz- auch Feldspattrümmer. Organische Substanz ist als schwarzes Pigment und zu Schlieren angereichert vorhanden. Eisenschüssige Calcit- oder Dolomitrhomboeder sind oft reichlich vorhanden. Von Mikrofossilien konnten *Spongiennadeln* festgestellt werden. Die in tektonisch und vielleicht auch stratigraphisch höheren Niveaus auftretenden mergeligen Schiefer enthalten oft reichlich Spongiennadeln. Es handelt sich um calcifizierte Spiculae, die nachträglich noch mehr oder weniger korrodiert wurden. In relativ kalkreichen Lagen enthalten die Schwammnadeln noch Reste der Kieselsubstanz in Gestalt kleiner

Quarzkörner. Am Fil da Tuoi gehen diese Gesteine in kieselige Schiefer über, die sich als mylonitiserte Quarzite erweisen und die ihrerseits in eigentliche rote Radiolarite übergehen, welche unzweifelhafte *Radiolarien* enthalten. Die Jaspislagen treten gegenüber den roten Tonschiefern („Radiolaritschiefer“) zurück. Die spongienführenden Mergelschiefer wurden auch in der Umgebung der Tuoihütte und E des Piz Chaschlogna, bei P. 2731 [391,2/809,7], an der Silvretta-Basis nachgewiesen.

ZUR PALÄOGEOGRAPHIE DES UNTEROSTALPINEN KREIDEABLAGERUNGSRAUMES

von J. CADISCH

Die Gesamtheit aller gut aufgeschlossenen Kreideprofile spricht für die schon seit längerer Zeit vertretene Ansicht, dass der Sedimentationsraum der Tasna-Kreide von einem altkristallinen Rücken durchzogen war. Diese grossenteils aus Granit bestehende Schwelle lieferte schon in liasischer Zeit Schutt in das Ablagerungsgebiet. Der Steinsberger Lias transgrediert mit polygenen Konglomeraten und Breccien auf Altkristallin. Dasselbe gilt für den Falknismalm; die Falknisbreccie führt reichlich grüne Granitkomponenten. Während des Neokoms macht sich die Granitbarre, wie auch in Mittelbünden feststellbar ist, kaum bemerkbar. Ausserordentlich deutlich erscheint sodann die Transgression des Urgo-Apten. Das primäre Übergreifen kalkiger

N

S

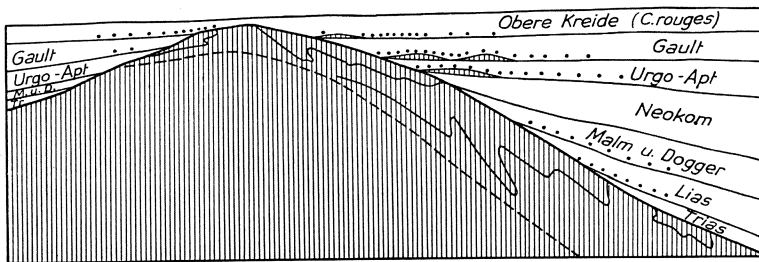


Fig. 5. Schematisches stratigraphisches Profil der Tasna-Serie, die Transgressionsverhältnisse der mesozoischen Schichtglieder darstellend.

Senkrecht schraffiert: Tasna-kristalline Unterlage mit variscischer Struktur und submarin in die Sedimentationströge abgerutschte altkristalline Schollen.

Punktiert: Polygene Transgressionskonglomerate und -Breccien.

Gestrichelte Linie: Basale Scherfläche der Tasna-Decke.

Gesteine ist sicher festgestellt. Weniger ausgeprägt zeigt sich die übergreifende Lagerung des Gault. Immerhin lassen sich einige Breccienvorkommen an der Gaultbasis nur als Transgressionsbildungen deuten. Gewaltigen Eindruck machen sodann die Transgressionsgesteine der Oberkreide, so die Riesenbreccien der Zone Valmala–Piz Clünas und Piz Minschun, deren grösste Komponenten — wie viele Meter lange ganze Linsen von Tasna-Granit zeigen — nur durch submarine Rutschungen in die kalkigen bis mergeligen Globigerinensedimente gelangt sein können (vgl. S. 26). Die Tatsache, dass vom Neokom bis zu den Couches rouges sämtliche Kreideabteilungen in normaler, unterostalpiner Facies entwickelt sind und dass die Einstreuung kristallinen Schuttes an gewisse Zonen gebunden ist, lässt den Schluss zu, dass bis in die Zeit der Oberkreide (Cenoman-Turon?) hinein keine merklichen Faltungsvorgänge stattfanden. Es kam während dieser Zeitspanne höchstens zu zeitweiligen Reliefveränderungen. Zu Beginn der Flyschzeit, d. h. im Senon, erfolgten sodann beträchtliche tektonische Bewegungen. Die Tatsache, dass die mächtigen Flyschmassen zwar vielerorts konkordant auf Oberkreidekalken (Couches rouges) liegen (Muot del Hom N Ardez, Piz Minschun-Ostseite, Jamtal), dass aber auch diskordante Auflagerung vorkommt, die als tektonisierte Transgression gedeutet werden könnte (W Valmala [810,3/188,8] und auf Alp Laret [812/188-89]), spricht für eine jungkretazische erste Faltung, die wahrscheinlich senonen Alters ist.

TEKTONISCH VERSCHLEPPTE SCHÜRFMASSEN, GIPS

von J. CADISCH

Zwischen Ardez und Punt da Tasna tritt an der Basis der Tasna-Decke in wechselnder Mächtigkeit (8 bis 20 m) Gips auf [812,3/184,2 bis 812,65/184,75]. Derselbe enthält Lagen von grünen serizitischen Schiefern (metamorphe Gipstone?) und ist oft mit Dolomitkörnern durchspickt. Die Aufschlüsse wurden grossenteils durch Strassenbauarbeiten geschaffen und verschwinden im Laufe der Jahre wieder unter der Vegetationsdecke. Wir vermuten, dass diese Gipsmassen als tektonisch verschlepptes triasisches Schichtglied der Tasna-Serie aufzufassen seien. Merkwürdigerweise findet sich Gips nirgends im normalen Schichtverbande.

In ihrem Auftreten ebenfalls an eine Schubfläche gebunden sind die seinerzeit beim Bau des Magnacun-Tunnels angetroffenen Gipsmassen (vgl. S. 32). Sie liegen an der Basis des Silvretta-Kristallins. Oberflächlich findet man das entsprechende Gips-

gestein da und dort in der Sturzmasse von Magnacun. Über seine tektonische und stratigraphische Stellung sind wir im Ungewissen.

III. OPHIOLITHE

VON J. CADISCH

o Vorwiegend Serpentin, Ophicalcit

δ_β **Diabas, Diabasporphyr, Variolit.** Von Suot Auta ESE Ardez bis gegen Punt da Tasna [812,7/184,85] können als Liegendes des Tasnakristallins durchgehend Ophiolithe verfolgt werden. Von Ardez kommend, trifft man zunächst unter der Strasse Serpentin von dunkelgrüner und schwarzer Farbe an, welcher von Ruscheln vollständig durchsetzt ist. Nur an der begrenzenden Schubfläche im Hangenden erscheint eine Lage von weisslichem Faserseerpentin, der z. T. in Asbest umgewandelt wurde. Kurz darauf beobachtet man an der Strasse gegen P. 1404,5:

1. (oben) Grünschiefer, x m.
2. tonige, serizitische Schiefer, mit Lagen ausgewalzten Serpentin wechselnd, 2 m.
3. Gips, 8 m.
4. Einige m kalkige Schiefer, wahrscheinlich penninisches Mesozoikum (Bündnerschiefer).

An Stelle von 1 tritt unter der Strasse Diabas mit variolitischen Partien auf. Gegen den Tasnan zu kommt wieder Serpentin, ungefähr 10 m mächtig, als alleiniges Ophiolithgestein vor.

Als tektonische Schürflinge in Tasna-Flysch eingebettet finden sich Ophiolithe sodann im Steilhang zwischen Prada Tuoi und Sur Tuoi im gleichnamigen Tal [807,2/189,1—189,5]. Diabas wiegt vor. An diesen grenzt an der Oberkante des dortigen Steilhanges ein Klotz von Serpentin, unten im Hang ein grobkörniger Diallagabbro. Ein Serpentinaufschluss, den ich 1921 mit R. STAUB unmittelbar unter P. 2696 E [807,3/190,6] E der Furcletta (zwischen Val Tuoi und Val Urezzas) feststellte, war 1933 wohl infolge vorübergehender Schnee- oder Schuttüberdeckung nicht mehr auffindbar.

Beim Bau des Magnacun-Tunnels der Rhätischen Bahn (E Guarda—W Ardez) wurde nach Beobachtungen von CHR. TARNUZZER¹⁾ zwischen Silvrettakristallin im Hangenden und Gips

¹⁾ Nach Gutachten von CHR. TARNUZZER und G. NUSSBERGER, 1921, in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt von Herrn H. CONRAD, Obergeringieur der Rhätischen Bahn.

sowie „Bündnerschiefern“ im Liegenden eine Lage ophiolithischer Eruptiva, und zwar Serpentin, Diabas und Spilit durchfahren. Diese Gesteine sind oberflächlich nirgends aufgeschlossen.

IV. PENNINIKUM

VON J. CADISCH

In den Steilhängen beidseitig der Innschlucht stehen oberhalb der Tasnanmündung Bündnerschiefer an; diese sind in direkten Zusammenhang zu bringen mit den stark gefalteten Schiefern, welche wenig unterhalb Punt da Tasna in Steilwänden über Fluss und Strasse anstehen (wenig ausserhalb des östlichen Kartenrandes). Die Gesteine sind vorwiegend kalkige Schiefer, welche sandige und tonige Lagen führen. Wir vermuten, dass diese Bündnerschiefer jurassischen oder unterkretazischen Alters seien.

E unterhalb Craistas (E Ardez) stehen über der Strasse als hangendste Schiefergesteine ziemlich harte Sandkalke an, welche Ähnlichkeit mit Neokom der Tasna-Decke zeigen. Im Dünnschliff erweist sich dieses Gestein als weitgehend rekristallisiert. Die Frage, ob hier ein eingespiesstes unterostalpines Schichtpaket (Neokom) vorliege, kann nicht entschieden werden. Mikro- und Makrofossilien fehlen.

V. QUARTÄRBILDUNGEN, MORPHOLOGIE

VON J. CADISCH

1. Pleistocaen

Moränen der Eiszeit. An den Talhängen N Ardez sind erratische Blöcke des Inngletschers bis auf ungefähr 2600 m Höhe anzutreffen. Die gewaltige Eismasse des Haupttalgletschers staute die Seitentalgletscher. In den Nebentälern von Tuoi und Tasna kam es deshalb zu weitgehender Mischung von Haupt- und Nebengletschermaterial. Da Rissmoräne im Gebiet von Blatt Ardez nicht nachgewiesen ist, müssen die hangüberdeckenden Glazialbildungen in ihrer Hauptmasse der Würmeiszeit zugeschrieben werden. Ob gewisse Endstadien der Seitentäler, so z. B. die Moränenwälle bei Plan Champatsch, Pra davant und Alp Suot, alle in der Val Tuoi [806,5/186,3—187,5], einer besonderen „Schlusseiszeit“ (O. Ampferer) angehören, oder ob es sich um Rückzugsstadien der Würmeiszeit handelt, kann nicht sicher festgestellt werden. Für erstere Annahme spräche der ziemlich gute Erhaltungszustand der Wallformen.

Als Rückzugsschotter des Inngletschers wurden die in Kiesgruben ausgebeuteten Schuttbildungen zwischen Suot Auta und Punt da Tasna an der Strasse Ardez-Schuls [812,5/184,3] gedeutet.

2. Holocaen

Moränen der heutigen Gletscher und letzte Rückzugsstadien. Auf Blatt Ardez sind die rezenten Stadien konventionell von den älteren, pleistocaenen abgetrennt worden.

Die heutigen Gletscher zogen sich im Laufe des letzten Jahrhunderts ausserordentlich rasch zurück. Dies geht aus der Gletscherzeichnung älterer Ausgaben der Dufour- und Siegfriedkarte hervor. Besonders stark reagierte auf die klimatischen Verhältnisse der Vadret Chalaus mit grossem Einzugsgebiet und Hängegletscherzunge (NE-Ecke des Kartenblattes).

Bergsturz- und Rutschmassen, Sackungen. Im Bereich des Silvretta-Kristallins sind grössere Schuttbewegungen vorzugsweise an der Grenze gegen den Fensterrand zu verzeichnen, d. h. dort, wo durch Ausräumen der Schiefermassen die kristallinen Komplexe unterschritten wurden.

Als grösster Schutt- und Felsrutsch des Kartengebietes muss derjenige von Bos-cha E Guarda Erwähnung finden. Er greift vom Inn bis weit in die Alp Murtèra („Schuttalp“) hinauf. In den unteren Partien, welche vom Inn immer tiefer angeschnitten werden, handelt es sich um noch heute in Bewegung befindliche Felspartien. Der Magnacun-Tunnel der Rhätischen Bahn, welcher die Schuttbildungen unterfahren sollte, blieb vollständig in der Rutschmasse drin. Von Guarda her durchfuhr man beim Bau zuerst Schutt von Silvretta-Kristallin, alsdann Gips (Silvretta-Schubfläche) und hierauf ein Durcheinander von „Bündnerschiefer“ (Kreide der Tasna-Decke) und Moräne. Die vertikale Mächtigkeit beträgt über dem Bahntracé maximal 260 m. Auf Alp Murtèra und Maranguns Murtèra [809/186,5] scheinen Nachsackungen stattgefunden zu haben. Es hält schwer, hier eigentliche Moränenwälle von Fliessschuttwällen zu unterscheiden. Die Felsmasse von P. 2683 bei Blaisch da Franz [809,0/187,5] dürfte auch noch nachgesackt sein. Durch eine ähnliche Felsbewegung wurde S des Piz dellas Clavigliadas der Felskomplex von P. 2651 [806,6/189,65], und damit scheinbar auch die Fenstergrenze verlegt.

Am eigentlichen Inntaleinschnitt fehlen grössere Terrainbewegungen ebenfalls nicht. Bei Surèn (Saglias [809,2-7/183,5]) ist das Gelände in mehreren Rutschstaffeln gegen den Fluss abgesunken. Grösseren Umfang weisen sodann die Schuttmassen von Ruinas und Maiaria pitschna SE gegenüber Ardez auf. Links

des Inns neigt das Gebiet von Craistas E Ardez zu Felsbewegungen: Verschiedene sowohl in der Talrichtung als quer dazu verlaufende Terrainmulden verdanken ihre Bildung der Zerlegung des Geländes in Sackungspakete. Eine grosse Spalte (Foura da las chagnoulas) dient hier heute noch als „Schinderloch“ (über Zahl 1404,5 der Karte [811,9/184,0] mit Versickerungstrichterzeichen angegeben).

Als typische Flysch- und Moränensackung muss schliesslich das 2 km² Fläche aufweisende, wohl immer noch in Bewegung befindliche Gebiet von Prada Tuoi [806—807/188—189] bezeichnet werden. Die Gleitfläche verläuft hier annähernd parallel mit der infolge Erosion verschwundenen Silvrettaschubbahn.

Auffällig ist der Schuttreichtum der grossenteils in Flyschbildungen eingeschnittenen Talhintergründe von Urezzas und Urschai.

Lawinenschutt liegt da und dort am Fusse hoher Steilhänge, so z. B. zwischen Clüs und Plan Champatsch in Val Tuoi [806,6/185,3—186].

Kalktuff wurde nur bei Tantersassa N Ardez angegeben (Quelltuff) [810,55/185,05].

Künstliche Aufschüttung. Als Volksburg bezeichnete mir Herr Oberingenieur H. CONRAD (Chur), ein guter Kenner der Prähistorie des Engadins, den auffälligen Wall kristalliner Blöcke von P. 1513 [806,5/183,7] oberhalb Giarson SW von Guarda.

3. Quellen

Betreffend Quellen verweisen wir zunächst auf die ausführlichen Angaben von CHR. TARNUZZER (13).

Das Fenstergebiet, in welchem die Quartärschutt-Überdeckung sehr stark ist, weist ergiebige Quellen in grösserer Zahl auf. Die Gemeinde Guarda liess vor einigen Jahren in der Val Tuoi, 750 m NW Alp Suot, auf der Westseite des Clozzabaches, eine Schutthalden-Resurgenzquelle fassen, was der Abgelegenheit und schlechten Zugänglichkeit des Gebietes wegen zulässig war. Oberhalb des Dorfes Ardez wurde in letzter Zeit von der Gemeinde Wasser gefasst, welches im Bereiche der Tristelschichten von Tantersassa entspringt und zunächst eine Strecke weit oberflächlich über Felsen fliesst.

Beim Bau der Unterengadiner Bahn traf man 1911 im Tunnel von Magnacun (bei km 135,042) zwischen Guarda und Ardez auf eine Mineralwasserader. Die neuerschlossene Quelle floss in der

Nähe einer Gipsstrecke aus. Es liegt ein salinisches Gipswasser mit 2,536 g Gesamtmineralsubstanz vor. Die genaue Analyse veröffentlichte G. NUSSBERGER in: *Jahresber. Naturf. Ges. Graub. 54, 1913.*

4. Talbildung

Zur Besprechung der Morphologie unseres Gebietes müssen wir etwas über den Rahmen des Kartenblattes hinausgehen. Zwischen Süs (Bl. Zernez) und Schuls (Bl. Tarasp) sind sowohl das Inntal als seine nördlichen Seitentäler in ihrer Anlage weitgehend durch den Gebirgsbau bedingt. Der Inn erreicht zwischen den Amphibolitmassen des Linard-Gebietes im N und der Nuna-Gruppe im S den Fensterrand, um zunächst einer sekundären Mulde im Fenstergewölbe und einer Störungszone innerhalb der Tasna-Decke zu folgen. Val Tuoi und Val Tasna liegen im Streichen der nach W abtauchenden Flyschmassen. Die Gletschermulden von Vadret Urezzas und Vadret Chalaus sind in ein und denselben Teilsattel des Fenstergewölbes eingelassen.

Die Enträtselung der Talgeschichte durch Verfolgen und Koordinieren von Hangleisten, Erosionsterrassen und Verflachungen bietet grosse Schwierigkeiten, die nicht zuletzt durch Gesteinsunterschiede (Grenze Altkristallin–Flysch) bedingt sind. Es lassen sich zwischen den Firnfeldern der Silvretta (2900–3000 m und 2600–2800 m) und dem Talboden von Schuls sieben Terrassenniveaus mehr oder weniger deutlich feststellen. Der Kürze wegen können wir ihre Lage nur wie folgt angeben:

7. Auf 2400 m N Fetan
6. 2220 N Fetan
5. 2130–60 N Ardez
4. 1800–30 Clüs N Ardez
3. 1642 Chanouva bei Ardez
2. 1508–20 Craistas E Ardez
1. 1435–55 bei Station Ardez.

Nach ALBR. PENCK und ED. BRÜCKNER sowie F. MACHATSCHKEK¹⁾ dürfte die Terrasse von Guarda-Fetan, d. h. unser Niveau 3, dem präglazialen Talboden zugehören. Damit wären alle höheren Niveaus als pliocän und pontisch, die Firnfeldniveaus vielleicht noch als sarmatisch anzusehen. Diese Altersbestimmung stützt

¹⁾ MACHATSCHKEK, FR.: Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiet. Mitt. geogr. Ges. Wien, 76. 1933. — SÖLCH, J.: Fluss- und Eiswerk in den Alpen zwischen Oetztal und St. Gotthard. Peterm. Geogr. Mitt. Erg. H. 219 und 220. 1935.

sich auf die Verfolgung der Formensysteme aus dem Gardaseegebiet bis zur Reschenscheideck, d. h. bis an die Unterengadiner Wasserscheide, berücksichtigt aber das lange Zeit beanspruchende Rückwärtswandern der verschiedenen Niveaus wohl zu wenig. So wird die Frage noch zu prüfen sein, ob die präglaziale und pliocäne Landschaft in unserem Gebiet nicht erst über den Verflachungen bei 2100 m beginne. Es lägen alsdann ähnliche Verhältnisse wie im benachbarten Mittelbünden vor, wo die quartären Taltröge in eine pliocäne Mittelgebirgslandschaft eingelassen sind.

5. Rundhöckerlandschaften, glaziale Rinnen und ehemalige Flussläufe

• Auf den untersten Terrassenniveaus längs des Inns lassen sich eine Anzahl glazialer Rinnen feststellen. Geschichtliche Erinnerungen knüpfen sich an die „Foura da Baldirun“ (auf dem rechten Inn-Ufer unmittelbar S des Blattrandes gelegen), einen Zufluchtsort zur Zeit der Bündnerwirren (13, S. 88). Gegenüber Lavin sind auf ungefähr 1410 m und 1430 m Rinnen in Silvretta-Kristallin eingeschnitten worden. Auf ungefähr gleicher Höhe liegt der wahrscheinlich zeitweilig vom Inn benutzte Einschnitt zwischen Station Guarda und dem Amphibolit-Härtling von La Craista [807,4/183,5], ferner die Mulde beim Bahnhof Ardez. Weiter E gelangen wir in die glazial geformte Landschaft von Craistas-Bellezza-Chanouva, deren westlicher Eckpfeiler der Lias-klotz von Steinsberg bildet. Der Gletscher präparierte hier Gesteinsrücken heraus, die in ihrer Richtung den Faltenachsen parallel verlaufen und dem Axialgefälle entsprechend talauswärts ansteigen. Die ganze Glaziallandschaft wird von Sackungsklüften schachbrettartig aufgeteilt und in Rücken- und Muldenteile gegliedert; diese Landschaft lebt in der Phantasie der Bewohner als „das versunkene Gebirge von Ardez“. Diese Bezeichnungsweise beruht auf mündlichen Äusserungen CHR. TARNUZZERS über den von ihm etwas merkwürdig gedeuteten Gebirgsbau.

Auch die rechte Talseite hat reichlich glaziale Formung erfahren. Der Weiler Surèn liegt auf einer Rundbuckel-Terrasse. Weiter ostwärts liegt im Walde der schöne Granitrundhöcker von P. 1529 m [810,1/183,3].

In Val Tuoi stellte H. BOESCH W Clüs zwei glaziale Rinnen fest, welche eine von Moräne überdeckte Felsstufe durchziehen. Sehr deutliche Epigenesen sind im oberen Jamtal zu erkennen (s. Taf. 2). Die eine der dortigen seitlichen Talverlegungen erfolgte in Flysch S P. 2370 m [810,2/196,3], die andere im altkristallinen Riegel aus pseudotachylith-durchsetztem Amphibolitgestein, wel-

cher das Becken des „Breiten Wassers“ nach unten abschliesst und zugleich den Fensterrand bildet [809,5/196,4]. In diesen Riegel sind rechts des Baches zwei weniger tiefe glaziale Trockentrassen eingeschnitten.

B. TEKTONIK

I. PENNINIKUM (BÜNDNERSCHIEFER) UND UNTEROSTALPIN (TASNA-DECKE)

VON J. CADISCH

Wir gehen bei der regionaltektonischen Besprechung vom tiefen Erosionseinschnitt der Val Tasna aus, um anschliessend die Verhältnisse in Val Tuoi und im Inntal zu besprechen.

1. Ardez–Val Tasna

(vgl. Tafel 1, Profil 1 und 2 und Tafel 3)

Folgen wir der Strasse von Punt da Tasna nach Ardez, so gelangen wir aus dem Bereich penninischer Bündnerschiefer durch schmale Gips- und Ophiolithzonen in die Tasna-Kristallinmasse, welche von der Innbrücke bei P. 1300 [810,6/183,5] über Craistas und Bellezza und dann nordwärts nach Sass majur und Alp Laret durchzieht. Diese unterostalpine Kristallin-Unterlage nimmt nach NE an Mächtigkeit zu. Sie ist von sekundären Schubflächen durchsetzt, was durch die Einlagerung von Unterkreide über der Landstrasse und dem alten Weg von Chanouva zur Tasnanbrücke bei P. 1574 deutlich bewiesen wird. Eine ähnliche Einschaltung von Urgo-Aptien finden wir zwischen Alp Laret dadaint und Alp Laret dadoura. Die Schichtglieder über der kristallinen Basalplatte zeigen merkwürdigen Kleinfaltenbau, eine Art Scheiterstruktur, welche bewirkt, dass wir überall nur die ziemlich einheitliche Axenrichtung (10° Fallen nach SW) und immer wieder anderes Schichtfallen ablesen können. Der Liasklotz von Steinsberg erscheint der Hauptdolomitunterlage unregelmässig aufgelagert, der Hauptdolomit der Craista Bischöf dem Lias beinahe unterschoben. Die normale Folge jurassischer und kretazischer Bildungen von Ardez–Tanterassa wird gegen Alp Tasna zu von tektonischen Komplikationen betroffen. In nicht zu enträtselnder Lagerungsweise (Querfaltung?) tritt im Hang W über Plans Grischans [810,9/186,3] Triasdolomit in der Kreide auf. Weiterhin keilt das Tasna-Mesozoikum in merkwürdiger Gabelung einerseits im Flysch, andererseits zwischen eingewickelterm Flysch und

Oberkreide-Kalkschiefer beinahe aus. Über dem Lawinenzug von Mirannas (N Alp Tasna) wird die annähernd 500 m starke Flyschmasse vom Silvrettakristallin des Piz Cotschen überdacht. Eine gewaltige Mylonitzzone von buntem Flyschschiefer wird hier von gestaffelten Blattverschiebungen betroffen, so dass die Kristallin-Flyschgrenze treppenartig verläuft. Diese Erscheinung konnte ihrer geringen Breitenausdehnung wegen auf der Karte nicht dargestellt werden. Merkwürdig ist die Grenze zwischen den W Valmala erscheinenden Falten älterer Schichtglieder und deren Flyschhülle beschaffen. Am Tobel W P. 1934 [810,75/188,85] stossen sämtliche Schichtglieder vom Altkristallin bis zur oberen Kreide (Couches rouges) diskordant am Flysch ab, während die Lagerung weiter nördlich davon eine scheinbar normale ist.

Die den Bau des ganzen Gebietes kennzeichnenden, in der obern Val Tasna aber besonders deutlich in Erscheinung tretenden Rückfalten mit mächtigen Gaultkernen lassen sich als Ganzes in die östliche Talflanke nach Toffai und Schisdas verfolgen, sie steigen mit 14° axial nach dem Minschun pitschen (ausserhalb von Blatt Ardez, vgl. Tafel 3) und Piz Minschun (grond), 3071 m, an, ausserordentlich raschen tektonischen Änderungen unterworfen. Bei P. 2375 [811,3/190,3] liegt in einer Mulde zwischen Gault-Sätteln Flysch, von der Oberkreide durch eine altkristalline Lamelle getrennt. Am Ostabsturz des Rückens P. 2864 — P. 2835 [812,3/190,8] erweist sich auch die Oberkreide als mit Gault, Unterkreide und Altkristallin verschuppt, während der Gault in den Steilhängen unter P. 2333 [811,4/191,3] und 2315 [811,2/190,9] allem nach einigermassen ungestört durchgeht.

Die rechtsseitige Talflanke von Alp Urschai, das Gebiet von Chaschlogna und Spiaina umfassend, verrät ebenfalls interessante Komplikationen. Die tiefstgelegenen Aufschlüsse zeigen Gault, Oberkreide sowie Flysch, welche denen der E Talseite entsprechen. Dann folgt eine schmale Zone, welche W von Alp Urschai [810,5/191,2] Granit, Sericitphyllite und Triasdolomit umfasst, die unter sich verfaltet sind. Weiter NE sind als Fortsetzung dieses tektonischen Niveaus die Granite in den Hängen von Urschai [810,8/191,8] und von Spiaina [811,4/192,6 und 811,8/192,8] sowie die Linse von Steinsberger Lias SE P. 2760 [812,1/193,2] (siehe Fig. 3, S. 28) zu betrachten. Es gehören dazu auch die polygenen, Tasna-Kristallin führenden Oberkreidebreccien unterhalb P. 2454 [812,0/192,7], die bis zum Futschölpasspfad heranreichen. Diese hellgefärbte Oberkreide setzt E des Kartenrandes in den Piz Faschalba (deutsch: Weisses Band) fort, wo sie infolge des Faltenbaues wiederholt auftritt. Zwischen normale und verkehrt gelagerte Couches rouges mit polygenen Breccien schalten sich dort 50 cm grüne tonige Senonschiefer ein.

Die Frage nach der Herkunft der altkristallinen Komplexe an der Flyschbasis ist schwer zu beantworten. Einmal könnte die Hauptmasse des Flysches als höhere tektonische Einheit betrachtet werden, deren Sedimentgesteine über kristallinen Untergrund transgredierte und die mit Schollen desselben verfrachtet wurden. In diesem Falle sollte man vermuten, dass sich zwischen Kristallin und normalem Flysch Transgressionsbreccien einschalten würden. Dies ist nicht der Fall. Statt dessen finden wir im Liegenden der Kristallinscholle eine mehrere Meter mächtige polygene Breccie, von der sich nicht sicher entscheiden lässt, ob sie sedimentärer oder tektonischer Natur sei; möglicherweise liegt ein tektonisiertes Sediment vor. Wir halten für wahrscheinlich, dass Schollen von Altkristallin und Mesozoikum vor und während der Ablagerung des Flysches von Altkristallin-Rücken in die Meeresbecken abgerutscht sind. Wir haben es wohl mit einer durch die Orogenese gestörten Sedimentation zu tun. Durch nachträgliche Überschiebungsvorgänge wurden die primären Sedimentationskontakte verschliffen (tektonisiert). Durch gleichartige submarine Rutschungen dürften auch grössere aus der Unterlage der oberen Kreide und des Urgoaptiens stammende, vorwiegend kristalline Schollen der Sedimentfolge einverleibt worden sein.

Auf Grund örtlicher Untersuchungen könnte angenommen werden, dass der Bau der Hänge von Toffai (N Alp Laret) durch Schuppung entstanden sei. Beobachtungen im anschliessenden Gebiet von Schidas und am Piz Minschun lassen eher auf Faltenbau schliessen. Es sind dort noch deutliche Umbiegungen (Spitzfaltenbau) zu erkennen. Dieser Auffassung entspricht die Konstruktion von Profil 1, Tafel 1.

2. Val Tuoi

(vgl. Tafel 1, Profil 2)

Über den Fil da Tuoi [808/188—190] steht die Fensterbucht von Val Tuoi mit dem einheitlichen grossen Fensterraum in Zusammenhang. Fraglich ist eine weitere, sehr schmale Verbindung über P. 2814 [807,2/191,2] N Piz Furcletta. Moräne überdeckt hier die Zusammenhänge. Wenn an dieser Stelle durchgehende Flyschverbindung vorhanden ist, so muss die Kristallinmasse des Piz dellas Clavigliadas als von der Silvretta-Masse abgetrennte Klippe betrachtet werden.

Die Tasna-Decke wird in Val Tuoi fast ausschliesslich durch Flyschbildungen vertreten, die oft ausgesprochenen Kleinfaltenbau zeigen. Im grossen ganzen scheint EW-Streichen und steiles Nordfallen vorzuliegen. Auf der Südseite des Piz dellas Clavigliadas

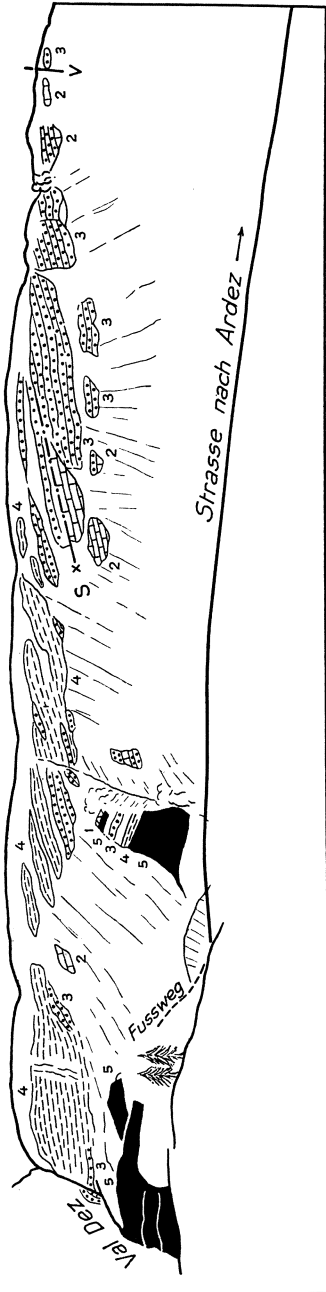


Fig. 6. Felspartie von Suottas Rombel, 600 m bis 1000 m W Ardez, gesehen von W Punkt 1368.

1. Triasdolomit.
2. Tristelschichten (Urgo-Aptien), Kalke und Kalkschiefer.
3. Gault, Quarzite, Sandsteine, Kieselkalke.
4. Oberkreide-Kalkschiefer (Couches rouges).
5. Quetschzone von Silvretta-Kristallin, Tasma-Kristallin und Flysch (rote Schiefer, Sandsteine).
- S Scherfläche.
- V Verwerfung.

erscheint im Hangenden des Flyschs eine Linse von Triasdolomit [806,9/189,7], etwas weiter ESE Spilit und Variolit. Im Flysch selbst eingebettet liegen S davon die ophiolitischen Gesteine von Sur Tuoi. Auf 2610 m bilden Diabas und Variolit einen kleinen Hügel. Aus Diabas besteht auch der zwischen Flysch eingebettete Komplex basischen Gesteins im Steilabsturz unterhalb Sur Tuoi [807,2/189,2]. Oben im Steilhang fand sich anschliessend ein Klotz von Serpentin, am Fusse der Halde eine Lage von stark zersetztem grobkörnigem Gabbro, letzterer durch eine Gleitfläche vom Sediment getrennt.

3. Ardez-Bahnhof Guarda.

Westlich des Dorfes Ardez zeigen die Aufschlüsse über der Landstrasse bei „Suottas Rombel“ [810,0/184,2], unterhalb P. 1569 das Einsetzen tektonischer Komplikationen gegen den Fensterrand hin (Fig. 6). Die Mächtigkeit von Tristelschichten, Gault und Oberkreide ist stark reduziert, alle diese Kreideabteilungen sind über basalem Tasna-Kristallin zu einem Bündel von Faltenzylindern angehäuft. Durch diese Schoppfaltung geriet auch Silvretta-Kristallin ins Liegende der reduzierten Tasna-Serie. So im kleinen Tobel ungefähr 120 m E Val Dez (P. 1467,8). Nach W, gegen dieses grössere Tobel hin, treten über der Strasse Mylonite von Radiolaritschiefern des Flysch auf. W der Brücke steht das von U. GRUBENMANN beschriebene diabasartige Gestein an, welches F. SPAENHAUER als zum Tasnakristallin gehörig betrachten möchte. Unter der Brücke im Tobel fanden sich Quarzite, die zum Gault gehören dürften.

Von Val Dez bis zum Tobel von Magnacun [807,8/183,8] führt die Strasse durch das Rutschgebiet von Bos-cha (s. S. 34). Die hier durch die Strasse angeschnittenen Felskomplexe gehören samt und sonders zur Rutschmasse.

Der seitliche, westliche Abrissrand der Trümmermasse ist kein scharfer. Wir vermuteten bei der Aufnahme, dass die Felspartie beim letzten a von Suot la Sassa nicht anstehend sei. 1939 fanden im kurzen Tunnel, welcher die betreffenden Gesteinsmassen unterfährt, Instandstellungsarbeiten statt, welche zeigten, dass die ganze Kunstbaute in gebrächem, z. T. moräneartigem Gebirge liegt. Trotzdem gibt uns der beim Strassenbau erfolgte Anschnitt des versackten Felskomplexes Anlass zu einer wichtigen Feststellung. Zwischen Paketen von Silvretta-Alt-kristallin eingeschaltet fanden wir eine Lage von ca. 11 m Ton- und Kalkschiefer (Flysch), $\frac{1}{2}$ m Triasdolomit und 1 m grünliche Schiefer mit Calcitlagen. Wir schliessen daraus, dass an dieser Stelle im

Anstehenden (unter den abgesackten Felsmassen) eine durchgehende Verbindung vom Unterengadinerfenster zum kleinen „Nebenfenster“ von Guarda existiere.

Die Aufschlüsse innerhalb der Fensterbucht von Guarda sind nicht zusammenhängend. Westlich Magnacun steht an der Talstrasse [807,3-4/183,6] flyschartiger Schiefer an, der grüne kristalline Komponenten führt und deshalb wohl als Kreideschichtglied der Tasna-Serie gelten kann. Gegen Garsun hin quert die Strasse rote Radiolaritschiefer des Flysches, deren Faltenzylinder in Richtung N 85 W mit 5–10° einfallen. Dieselben Schiefer stehen am linksseitigen Uferhang des Inn an, wo sie von Silvretta-Orthogneis überlagert werden. Auf dem rechten Innufer stehen Radiolaritschiefer und kalkige grünliche Schiefer am Nordhang eines niedern Felsrückens an, hinter welchem ein alter Innlauf durchzieht.

An der Bahnlinie und an der Strasse Garsun–Guarda erscheinen die roten Schiefer mit Triasdolomit und Silvretta-Kristallin intensiv verschuppt (s. Fig. 7). Das grössere, zeitweilig abgebaute Triasdolomitvorkommen von Suot la Sassa [807,0/183,7] zeigt ein Gestein, das am ehesten als Hauptdolomit zu bezeichnen ist (Analyse s. S. 21). Der altkristalline Rahmen des Nebenfensters von Guarda muss nach Beobachtungen von A. STRECKEISEN und F. SPAENHAUER als einheitlich der Silvretta-Decke zugehörig betrachtet werden.

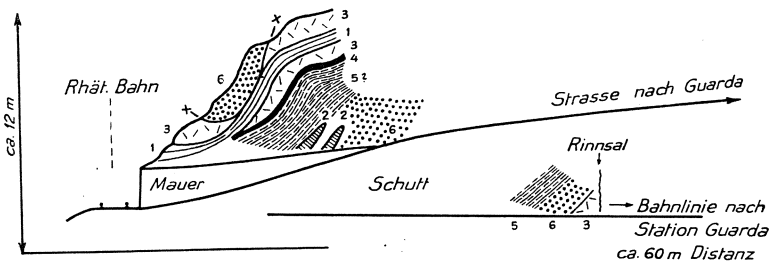


Fig. 7. Verschuppung an der Basis der Silvretta-Decke westlich Station Guarda.

1. Rote und grüne Schiefer, Flysch der Tasna-Serie.
2. Dolomitischer Kalk und kalkige Schiefer, mesozoisch.
3. Triasdolomit.
4. Mylonit.
5. Parakristallin der Silvretta-Decke.
6. Orthokristallin der Silvretta-Decke.

4. Suren-Crap Putèr

Ein Versuch, die Schichtglieder der Serie von Ardez südwärts über den Inn zu verfolgen, ergibt das Vorhandensein unerwarteter tektonischer Komplikationen. Mit Sicherheit kann nur ein Durchlaufen des Neokoms in Richtung Suren ermittelt werden. Versuchen wir, die Hauptmasse des Tasna-Kristallins mit den verschiedenen Kristallinvorkommen der rechten Talseite in Beziehung zu bringen, so konstatieren wir folgende Tatsachen:

1. Bei P. 1300 [810,6/183,5] an der Innbrücke fällt die mit Triasdolomit verschuppte Sericitschiefer-Gruppe steil nach Süden ein, normal von Triasdolomit, fraglichem Lias und Oberjura überdeckt.

2. Südlich der Innbrücke stösst eine mächtige, senkrecht fallende Platte von Tasna-Granit bergseits an Neokomgesteine.

3. Unmittelbar westlich vom Sampuoirbach, über dem Strässchen, liegt dieser Granit deutlich auf tonigen Schiefern, welche dem Jura nördlich des Inns entsprechen.

4. Die Lagerungsweise des Tasna-Granites von P. 1529 [810,15/183,3] ist unklar, da derselbe durch eine ungefähr N-S verlaufende steilstehende Verwerfung vom Neokom getrennt wird und da auf der Westseite Schuttüberdeckung die Beobachtung verunmöglicht.

5. Gegenüber der Mündung von Val Dez sind Pakete von Tasna-Kristallin allem nach dem Neokom eingelagert.

6. Bei Suren selbst liegen Gneise der Tasna-Decke ziemlich sicher über dem Neokom.

7. Unzweifelhaft feststellbar ist die Auflagerung von Tasna-Granit auf Tristelschichten NE Suren bei Saglias [809,2/183,4].

8. ENE Alp Sursass [810,52/182,7] bildet Tasna-Kristallin die normale Unterlage einer höheren tektonischen Abspaltung, welche nachfolgend als Crap Putèr-Schuppe beschrieben wird.

Diese Tatsachen sind wie folgt zu deuten. Die Tasna-Decke ist am Inn das Opfer einer gewaltigen „Anschoppung“ geworden. Mächtige Massen plastischen Neokoms häuften sich hier an und Spähne von Tasna-Kristallin durchspiessten diese untere Kreide. Diese Komplikation fällt in eine Zone beinahe völligen Auskeilens von Trias- und Liasbildungen. Mit der Anschoppung kombinierte sich eine Abscherung der ganzen, nach S anschliessenden Schichtglieder, und zwar in der Weise, dass von Suren bis in die Val

Sampuoir hinein und weiter östlich am Crap Putèr¹⁾ eine durch mächtige Malmkalke ausgezeichnete höhere Schuppe, die Crap Putèr-Schuppe in Erscheinung tritt. Ihre Schubweite im Verhältnis zur Ardezer Serie ist nicht sehr beträchtlich, denn sie lässt sich nördlich des Inns nicht nachweisen (siehe Tafel 3).

Den vorgenannten Tasna-Kristallin-Komplexen kommt auf Grund dieser Deutung folgende tektonische Stellung zu: Nr. 1 ist basales normales Kristallin der Serie von Ardez. Nr. 2, 3, 4 und 5 sind als ausserhalb des normalen Verbandes liegende Komplexe aufzufassen. Nr. 6, 7 und 8 gehören zur altkristallinen Unterlage der Crap Putèr-Schuppe.

Die Anschoppung und Verschuppung der Tasna-Decke S des Inns könnte — wie die lokale Lückenhaftigkeit der Schichtfolge — mit Erosionsvorgängen in Beziehung gebracht werden. Wir hätten es in diesem Falle mit einer Art Reliefüberschiebung zu tun, welche eine alte, tertiäre Talfurche verschwinden liess.

Für diese Auffassung spricht eine von F. SPAENHAUER im Minschungebiet gemachte Feststellung. NE von P. 2561 [812,5/189,3], aber schon E ausserhalb unseres Kartengebietes, findet sich am Südabhang des P. Minschun pitschen ein grösserer Komplex von Augengneis und anderen z. T. Andalusit führenden Felsarten, welche nach diesem Autor als Silvretta-Kristallin zu deuten sind (vgl. Tafel 3). Die alten Gesteine liegen mitten im Bereich der Tasna-Serie, und es liegt nahe, diese Lagerungsweise mit einer Reliefüberschiebung in Beziehung zu bringen.

5. Die Fensterbucht im oberen Jamtal

(vgl. Tafel 2)

Nördlich des Futschölpasses greift der Fensterrand noch 3 km ins Jamtal hinab. Gault, Couches rouges und Flysch folgen hier normal aufeinander. Gaultsandsteine mit Lagen dolomitischer Breccie bilden den Kern einer Queraufwölbung. Die Couches rouges nehmen einen etwas grösseren Raum im Scheitel dieses Sattels ein (bis gegen P. 2501 [810,7/195,8]) und der Flysch zeigt die grösste Verbreitung. Es ist möglich, dass diese Flyschgesteine unter dem Eis des Kronenferners und Unteren Fluchthornferners

¹⁾ Crap Putèr wird der am Kartenrand (SE-Ecke) angegebene Gipfel-punkt 2366 von der ganzen Unterengadiner Bevölkerung genannt, während der den gleichen Punkt bezeichnende Name „Mot Fuorcla“ des topogr. Atlas (Bl. Zerneß) nicht gebräuchlich ist.

ebenfalls noch die Felsoberfläche bilden. Auf Fig. 8 gelangt ein Profil durch die Couches rouges mit darin enthaltenen Lagen polygener Breccien zur Darstellung. Die hier an der Oberkreidebasis auftretende, ungefähr 30 m mächtige Scholle von Tasna-Granit ist wohl durch submarine Rutschung in den Schichtverband gelangt (vgl. S. 31). Der Flysch zeigt normale Ausbildung.

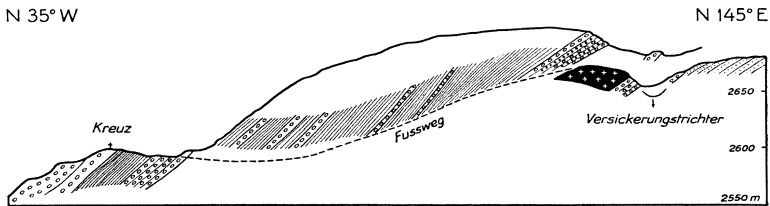
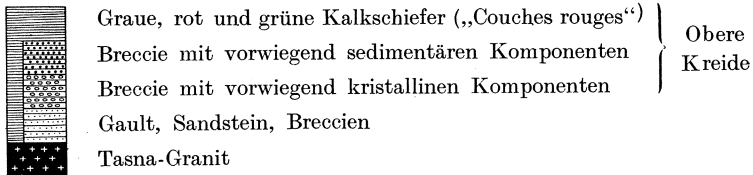


Fig. 8. Profil durch die Obere Kreide und deren Unterlage, aufgenommen am Futschöl-Passweg im obersten Jamtal.



Südlich des Breiten Wassers [810,1/196,1] tritt unter den Gneisen der Silvretta auf 2460 m eine Linse von Triasdolomit, sowie Grünschiefer (Diabas) auf; diese letztern lassen sich bis fast an den Bach verfolgen. 150–200 m weiter talauswärts schliesst der altkristalline Fensterrahmen aus amphibolitischem Gestein (mit Gangmyloniten) die Fensterbucht ab.

6. Über tektonische Zusammenhänge im Penninikum und

Unterostalpin

(siehe Tafel 3)

Der enge Rahmen unseres Gebietes nötigt uns dazu, auch die Gebirgsbauverhältnisse in den Nachbargebieten zu berücksichtigen. Dabei kommt unseren Ausführungen insofern nur der Wert vorläufiger Mitteilungen zu, als die Kartierung der angrenzenden Regionen noch nicht abgeschlossen ist.

Die Frage, ob die als Bündnerschiefer bezeichneten penninischen Gesteine von Blatt Ardez der Stammer-Decke, d. h. der höchsten penninischen Einheit des Fensters, zuzurechnen seien oder ob es sich um tiefere Bauelemente handle, konnte, da Triasdolomit und andere typische Gesteine der Stammer-Serie fehlen, nicht entschieden werden. Die Ophiolithe an der Basis des Unterostalpins betrachten wir als magmatische Förderprodukte des penninisch-unterostalpinen Grenzbereiches. Ob es sich bei den spärlich vorhandenen Varioliten um Ergussmaterial handelt, kann in unserem Gebiet nicht entschieden werden. Wollte man ausschliesslich nach den Lagerungsverhältnissen urteilen, so hätte man es mit syntektonischen Vorgängen zu tun. Charakteristisch ist das Vorkommen der auch andernorts (Bünden, Apennin usw.) typischen Gesteinsvergesellschaftung: Serpentin, Gabbro, Diabas und Variolit auf oft eng begrenztem Raume (Sur Tuoi, S Piz dellas Clavigliadas).

Die Serie von Ardez entspricht stratigraphisch sowohl der Aroser Schuppenzone als der Falknis-Sulzfluh-Serie. Die Schichtfolge Malm bis Flysch der Falknis-Serie wird im Liegenden durch Lias von Sulzfluh-Facies (Steinsberger Facies) sowie durch Trias und Altkristallin ergänzt, wie sie für die Aroser-Zone typisch sind. Der Tasna-Granit ist schliesslich als charakteristisches unterostalpinen Gestein dem Sulzfluh-Granit und den Graniten der Err-Bernina-Decke am nächsten verwandt. Wir halten deshalb an unserer Auffassung fest, dass die Tasna-Decke als Ganzes der Falknis-Sulzfluh-Decke Mittalbündens und der Err-Bernina-Decke Südbündens äquivalent sei. Auf die früher einmal (12) vorgenommene Abtrennung einer über der Tasna-Decke ruhenden Aroser-Zone muss im Unterengadiner Fenster verzichtet werden. Die seinerzeit einer vermeintlichen Aroser-Zone zugerechneten Radiolarite sind, wie sich im Laufe der Detailaufnahme erwies, Einlagerungen im Flysch der Tasna-Decke.

Unsere Beobachtungen der tektonischen Zusammenhänge südlich des Inns ergaben folgendes. Der Malm der Crap Putèr-Schuppe kann von Suren zunächst nach Süden in die Val Sampuoir verfolgt werden, wo der auffällige Felsklotz unterhalb der Hütten von Alp Sampuoir (S ausserhalb der Karte) aus diesem Jurakalk besteht (Blatt 424, Zerne). Derselbe zieht dann nach Clauter und dem Crap Putèr durch. Weiter ostwärts, gegen Muntana und Val Plavna hin, wird die Kalkmasse von starker Faltung betroffen. Das liegende Neokompolder dünnt aus und wird durch immer mächtiger werdende Ophiolithe (Serpentin, Diabas, Variolit usw.) räumlich ersetzt, welche mit den hangenden Kalken verfaltet und verschuppt wurden. Die Umbiegungen im Kalk von Muntana

sind aus grosser Distanz sichtbar. Die Ophiolith-Zone (vorwiegend Serpentin) zieht von Val Plavna über Fontana nach Vulpèra durch, im Liegenden von Tasna-Kristallin der Serie von Ardez begleitet. Bei Vulpèra schiebt sich in den Ophiolithzug eine mächtige Lage Tasna-Kristallin ein. Der so abgetrennte obere Serpentinzug (E Lai Nair) wird, wie am besten in der Clemgiaschlucht zu erkennen ist, von Sedimenten der Crap Putèr-Schuppe überlagert. Es folgen am Weg durch die Schlucht über einige Meter mächtigem mylonitisiertem Tasna-Kristallin ungefähr 40 m Malmkalk mit basaler polygener Falknisbreccie, dann fragliches Neokom, Tristelschichten und fragliche Oberkreide (Couches rouges und Flysch).

Im Profil der Clemgiaschlucht wird die Tasna-Decke somit nur noch durch eine Sedimentfolge vertreten. Die bei Suren und am Crap Putèr (Prof. 1, Tafel 1) sichtbare tektonische Gliederung in Ardezer Serie und Crap Putèr-Schuppe reduziert sich auf eine Repetition des Tasna-Kristallins und dessen Ophiolith-Unterlage. Im Profil des Crap Putèr (s. auch Taf. 5, Fig. 2) folgt über Gault und Flysch der Crap Putèr-Schuppe ein ziemlich mächtiger Keil von Triasdolomit, den ich als mittelostalpinen oder oberostalpinen, an der Basis der Silvretta-Masse verschleppten Schubspahn auffassen möchte. Er dürfte mit der Trias der Fensterbucht von Guarda und mit verschiedenen weiter im Norden festgestellten Dolomitlinsen im Tasna-Flysch und an der Silvretta-Schubfläche (s. S. 29) in Zusammenhang zu bringen sein.

Fortsetzung der Tasna-Decke nach Norden und Osten. Als breite Zone zieht die Tasna-Decke von der Val Tasna und von der Minschun-Gruppe über Val Fenga (Fimbartal) in die nördlichen Samnauneralpen durch. Das Tasna-Kristallin setzt bei P. 2875 N des Piz Minschun aus. Im Samnaun ist nach den bisherigen Aufnahmen Verrucano als ältestes, einigermaßen durchgehend verbreitetes Schichtglied vorhanden.

II. SILVRETTA-DECKE

VON P. BEARTH

(vgl. Tafel 1, Profil 2 u. 3)

Der altkristalline Teil der Silvretta-Decke stellt den Überrest eines von seiner Basis abgescherten Gebirgsrumpfes dar. Er zeigt eine verwickelte Innenstruktur, deren Züge der alpinen Faltung fremd sind.

Folgt man in dem auf Blatt Ardez dargestellten Teil der vorherrschenden Streichrichtung von N nach S, so beschreibt

man einen grossen, gegen E offenen Bogen. S der Linie Krämerköpfe–Gletscherkamm–Piz Buin fallen die Zonen nach SW ein, N davon haben wir NW Einfallen. Diese Linie entspricht also einer flachen Aufwölbung, deren gekrümmte Achse nach E ansteigt. Im Bereiche dieser Scheitellinie wechseln Streichen und Fallen sehr rasch. Man kann hier mehrfach beobachten, wie halbzylindrisch gewölbte Gesteinszonen dachziegelartig übereinanderliegen (Krämerköpfe, Rotfluh).

Das N der erwähnten Linie liegende Gebirgsstück baut sich in der Hauptsache aus Isoklinalen, schichtförmig übereinanderliegenden, flachen Zonen von Amphiboliten, Ortho-, Para- und Mischgneisen auf. Dieser relativ einfache Bau lässt sich im ganzen Grenzgebiet und im anschliessenden Tirol beobachten, wobei einzelne Zonen oft auf lange Strecken hin verfolgt werden können.

Die Struktur des S-Teiles, die man am besten am Verlauf der Amphibolitzüge verfolgt, erscheint sehr viel komplizierter. Die Zonen konvergieren gegen die Nuna-Gruppe, von der hier nur ein kleiner Teil S des Inn, zwischen Lavin und Ardez, dargestellt ist. Die Gesteinszüge richten sich steiler auf und erfahren gleichzeitig eine scharfe Umbiegung. Am grossartigsten ist wohl jene der Linard-Zone. Dieser mächtige Zug streicht von Monbiel im oberen Prätigau über die Ungeheuer- und Plattenhörner und bildet schliesslich den gewaltigen Amphibolitstock des Piz Linard. N des Inn, zwischen Lavin und Guarda, biegt er nach N in die Fliana-Gruppe ab und bildet dann, immer flacher liegend, die N-Grenze des Unterengadiner-Fensters, bis ins Fimbertal hinein. Diese Linard-Fliana-Zone ist als Umfaltung aufzufassen. Im Bereich der Umbiegung stehen die Zonen steil bis senkrecht, in den N-Schenkeln liegen sie mehr oder weniger flach. Derartige schlingenförmige Umfaltungen mit meist steiler Achse bilden ein charakteristisches tektonisches Element der Silvretta, das aber auch im Oetztal, ferner im Grundgebirge der insubrischen Zone usw. Bedeutung erlangt.

Die im Bereiche von Blatt Ardez vorhandenen Orthogneise fügen sich völlig harmonisch in den Bauplan ein. Die zahlreichen, z. T. sehr schmalen Zungen von Orthogneis, die z. B. am Aufbau der Fliana-Zone beteiligt sind, stehen alle in Verbindung mit der Hauptintrusionsmasse des Verstanklahornes; sie sind nirgends durch postmagmatische, tektonische Vorgänge von ihr abgetrennt worden. Es ist also anzunehmen, dass diese Intrusionen gleichzeitig und im Zusammenhang mit orogenetischen Vorgängen erfolgten. Im Gegensatz zu anderen Teilen der Silvretta haben die Intrusionen das tektonische Bild nicht beeinflusst.

WICHTIGSTE NEUERE LITERATUR

I. Texte

1. BEARTH, P.: Die Diabasgänge der Silvretta. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 12. 1932.
2. BEARTH, P.: Über Gangmylonite der Silvretta. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 13. 1933.
3. CADISCH, J.: Geologie der Weissfluhgruppe in „Geologie von Mittelbünden-“. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., Liefg. 49, I. S. 70.* Abschnitt über „Die tiefern unterostalpinen Decken im östlichen Rätikon und im Unterengadin“. 1921.
4. CADISCH, J.: Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster. *Eclogae geol. Helvet.* 25, Heft 1. 1932.
5. CADISCH, J.: Wildflysch im Unterengadiner Fenster. *Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich.* 71. 1926.
6. HAMMER, W.: Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. *Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt.* 64. 1914.
7. PAULCKE, W.: Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 14. 1904.
8. PAULCKE, W. und HAMMER, W.: Abschnitt „IV. Unterengadin“ in „Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern“. Herausgegeben von der Geologischen Vereinigung. Leipzig 1913.
9. SPAENHAUER, F.: Geologie und Petrographie der Vadret-SursuraGruppe. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 12. 1932.
10. SPAENHAUER, F.: Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 13. 1933.
11. SPITZ, A. und DYHRENFURTH, G.: Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stillserjoch. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., Liefg. 44.* Bern 1915.
12. STAUB, R. und CADISCH, J.: Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. *Eclogae geol. Helvet.* 16, Heft 2, S. 223. 1921.
13. TARNUZZER, CHR. und GRUBENMANN, U.: Beiträge zur Geologie des Unterengadins. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., Liefg. 23.* Bern 1909.
14. THEOBALD, G.: Geologische Beschreibung der in den Blättern X und XV des eidg. Atlases enthaltenen Gebirge von Graubünden (Nordöstliche Gebirge von Graubünden). *Beitr. geol. Karte Schweiz, Liefg. 2.* Bern 1863.
15. WENK, ED.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 14. 1934.
16. ZÜST, O.: Über granitische und diabasische Gesteine in der Umgebung von Ardez im Unter-Engadin. *Diss. Zürich* 1905.

II. Karten

17. GRUBENMANN, U. und TARNUZZER, CHR.: Geologische Karte des Unterengadin, 1:50 000. *Beitr. geol. Karte Schweiz. Spez. Karte Nr. 58.* 1910.
18. SPITZ, ALBR. und DYHRENFURTH, G.: Geologische Karte der Engadiner Dolomiten, 1:50 000. *Beitr. geol. Karte Schweiz. Spez. Karte Nr. 72.* 1915.
19. THEOBALD, G.: Blatt XV (Davos – Martinsbruck) der Geologischen Karte der Schweiz, 1:100 000. 1864.

ERLÄUTERUNGEN ZU TAFEL 4 UND 5

Tafel 4

Figur 1. Blick von ca. 2200 m südlich Il Clauter (SE-Ecke des Atlasblattes) nordwärts auf Ardez und in die Val Tasna, auf die Gebirgsgruppe des Piz Cotschen (links) und die Grenzkette Dreiländerspitz-Augstenberg (Hintergrund, rechts). Im Vordergrund das Dorf Ardez, rechts daneben der Liasklotz von Schloss Steinsberg. Die Wald- und Felspartie der Bildmitte entspricht dem Bereich der Tasna-Kreide (Neokom bis Flysch). Der Gipfel des Piz Cotschen und der Oberbau der Grenzkette bestehen aus Silvretta-Kristallin, welches auf die Tasna-Serie überschoben ist.

Figur 2. Ostseite des Piz Clavigliadas (zwischen Val Tuoi und Val Tasna), gesehen von Chaschlogna. Gipfelbau (oberhalb der Schneeflecken) aus Silvretta-Kristallin, aufruhend auf Tasna-Flysch.

Tafel 5

Figur 1. Piz Chaschlogna (2959 m) von Südwesten gesehen. Die dunkeln Felsmassen bestehen aus Silvretta-Kristallin und schwimmen auf Tasna-Flysch.

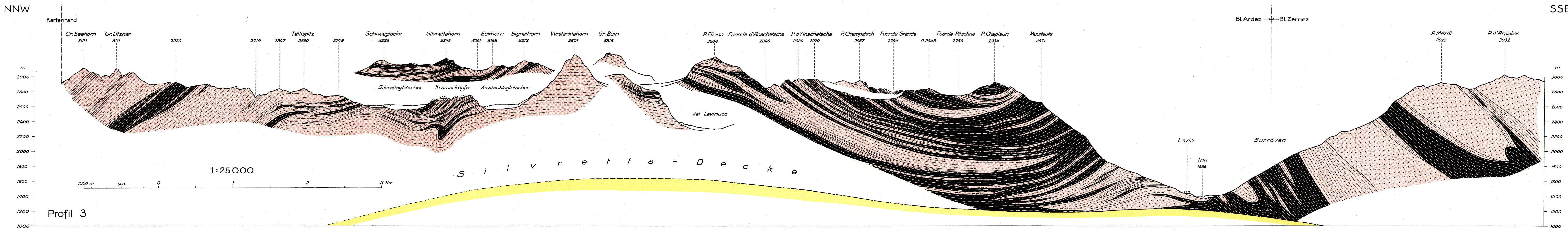
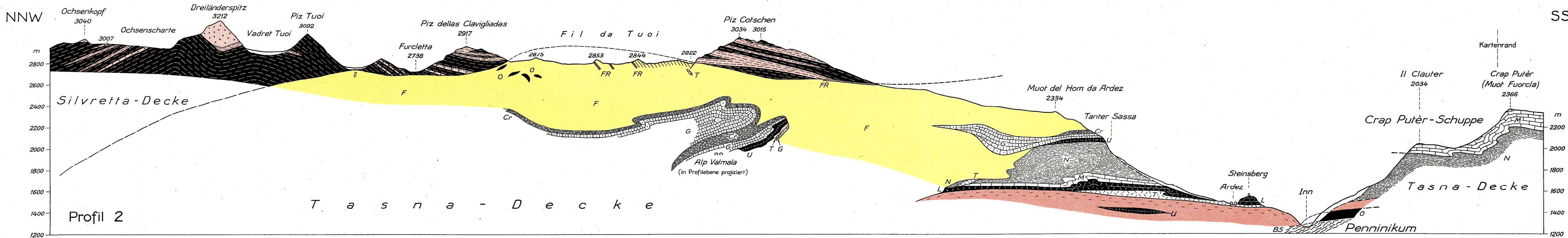
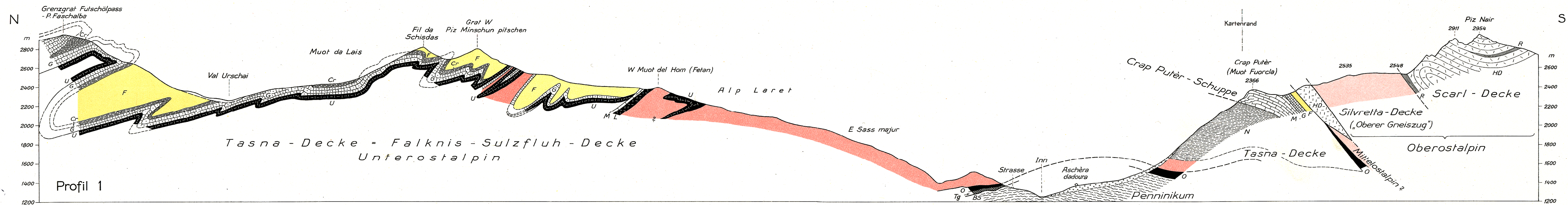
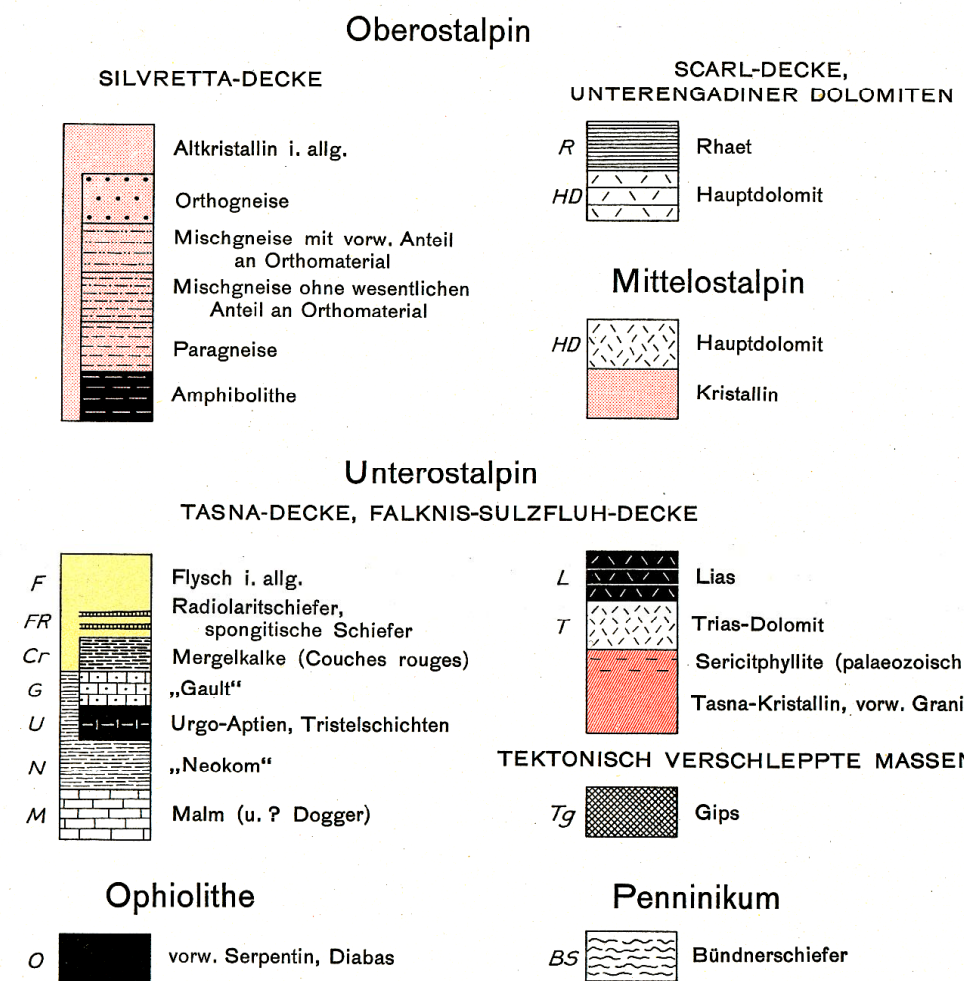
Figur 2. Blick vom Crap Putèr südwärts gegen Piz Nair (2954 m). Vgl. Tafel 1, Profil 1, Südabschnitt.

Kulissen (von hinten nach vorn):

1. Gipfelstock des Piz Nair, vorwiegend Trias der Scarl-Decke.
2. (dunkel) Oberostalpines Altkristallin.
3. (hell) Triasdolomit des Munt della Bescha.
4. Tasna-Flysch und Gault.
5. Jurakalk der Tasna-Decke (Crap Putèr-Schuppe).

GEOLOGISCHE PROFILE
DURCH DIE SILVRETTA-GRUPPE UND DEN
SÜDWESTLICHEN TEIL DES UNTERENGADINER FENSTERS

entworfen von
J. Cadisch und P. Bearth

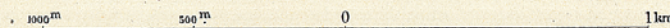


Geologische Karte des obersten Jamtales

(Nordwestrand des Unterengadiner Fensters)

Anhang an die Nordostecke von
Blatt 420 Ardez des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000
aufgenommen von
J. Cadisch

Masstab 1:25 000



Zeichen

- Quellen
- Versickerungstrichter
- Ehemaliger Flusslauf, Rinne
- 30° Streichen und Fallen

Quartär

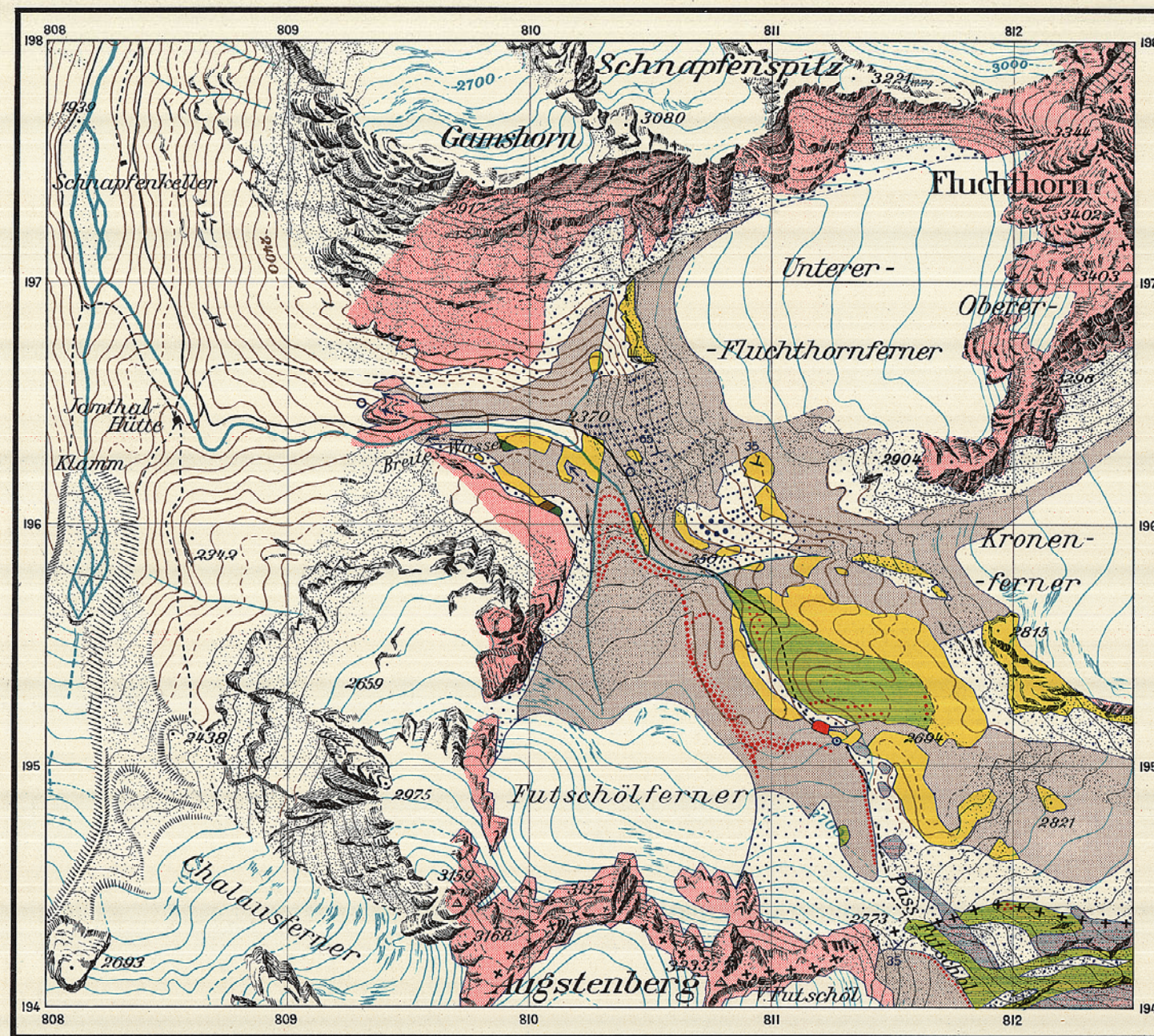
- Gehängeschutt, z. T. auf Moräne
- Blockschutt
- Moränen der heutigen Gletscher und letzte Rückzugsstadien, Moränenwall

Oberostalpin (SILVRETTA-DECKE)

- Kristalline Gesteine i. allg.

Unterostalpin (TASNA-DECKE)

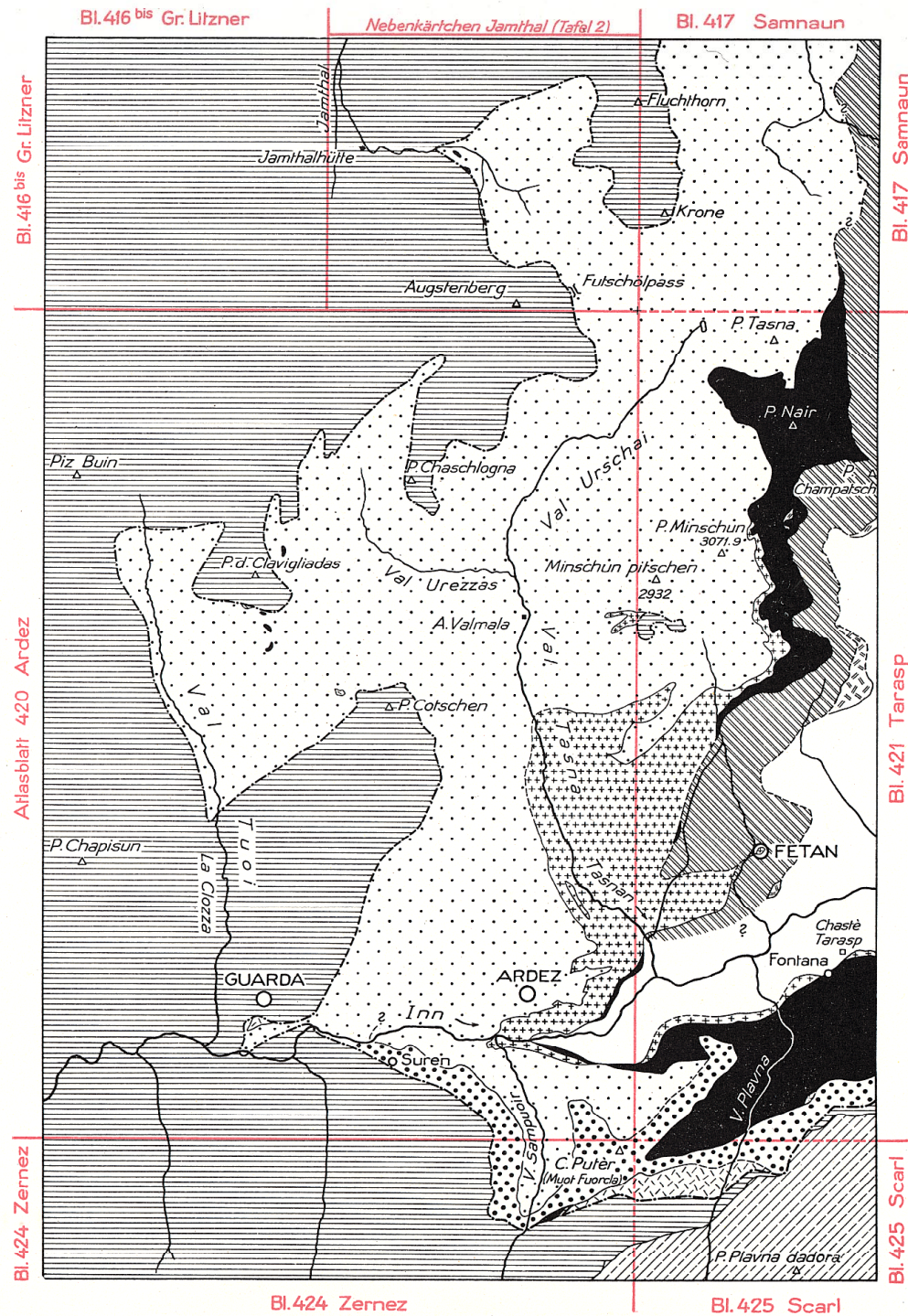
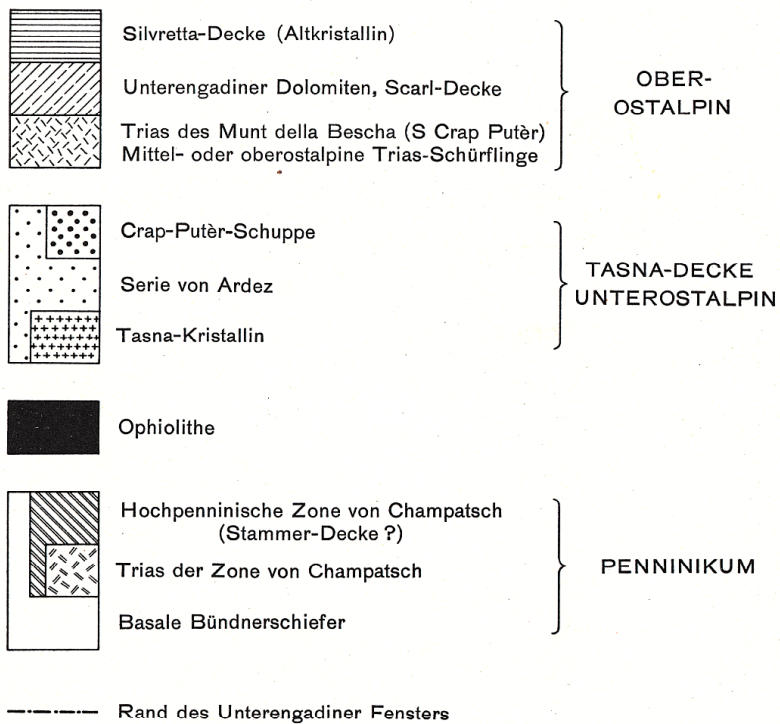
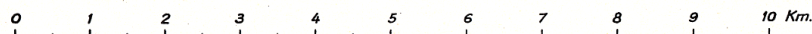
- Flysch (Tonschiefer, Sandkalke, Sandsteine, Kalkschiefer)
 - Mergelkalke mit Globigerinen (Couches rouges)
 - Polygene Konglomerate
 - „Gault“, vorwieg. Sandsteine und Quarzite
 - Trias-Dolomit
 - Tasna-Granit
 - Grünschiefer (Diabas)
- als Einlagerungen in Kreidemergelkalken und im Flysch



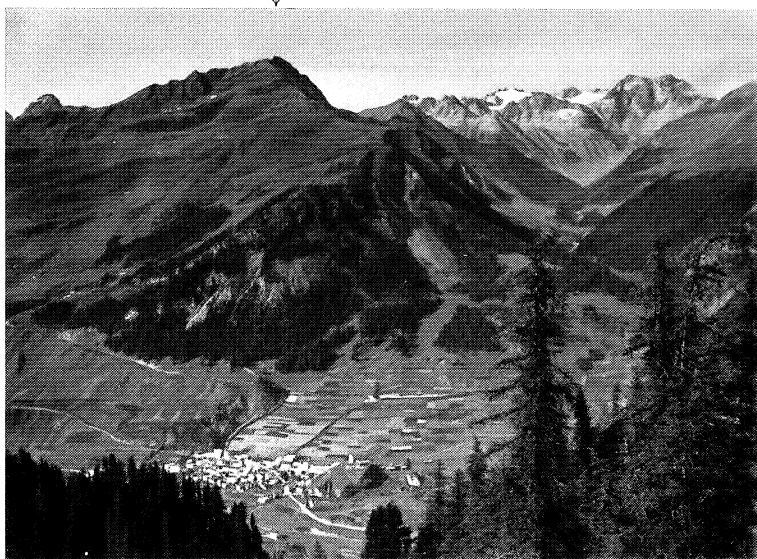
Tektonische Skizze des südwestlichen Teiles des Unterengadiner Fensters

entworfen von
J. Cadisch

Masstab 1:100 000

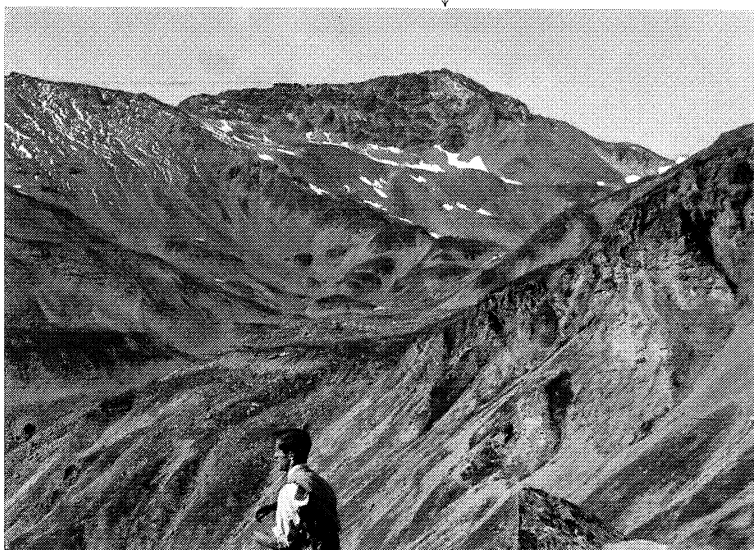


Piz Cotschen



1

Piz dellas Clavigliadas



2

P. 2890

P. 2959

P. 2947

P. 2731



1

Piz Nair



2