

# Führer zu geologischen Exkursionen

in  
Graubünden und in den Tauern

19. August bis 8. September 1912.

Unter Mitwirkung deutscher und österreichischer Fachgenossen  
herausgegeben von der  
**Geologischen Vereinigung.**

## Allgemeines über die Geologie von Mittel-Bünden.

Von **G. Steinmann.**

(Vgl. hierzu: Geologische Karte der Schweiz 1:500 000 von A. HEIM. II. Aufl. 1912, sowie Kartenskizze Fig. 1, S. 6.)

Eine vom Bodensee annähernd meridional über Vaduz—Mayenfeld—Chur—Tiefenkastel—Bivio—Maloja verlaufende Linie bezeichnet den westlichen Erosionsrand des ostalpinen Deckensystems. Dieser Rand erfährt im Prätigau—Schanfigg eine breite, fast quadratisch umrissene Ausbuchtung durch das tiefere, lepontinische Deckensystem (S. 10); schmale Buchten fallen ins Oberhalbstein, eine tiefe dreieckige ins Oberengadin. Nur geringe Reste der ostalpinen Decke treten westlich dieser Linie als schwimmende Klippenberge auf, aber ihnen fehlt die kristalline Basis (Splügener Kalkberge, Piz Toissa, Stein u. a.). Dieses Zurückbleiben des Kristallin kommt auch den breiten Auslegern der ostalpinen Decke zu, die als Rätikon und Plessurgebirge gegen Westen bis an die bezeichnete Linie vordrängen; sie enthalten nur kleine oder grosse Schubfetzen kristalliner Gesteine. Erst in einiger Entfernung östlich vom heutigen Erosionsrande beginnen die zusammenhängenden kristallinen Massen der ostalpinen Decke, die Silvretta im Norden, und damit zusammenhängend die Pyscha, die Bernina im Süden.

Zwischen Klosters, dem östlichsten Punkte der Prätigaubucht und Ardetz, dem westlichsten Punkte des Unterengadiner Fensters, ist die ostalpine Decke nur ca. 23 km breit. Ausser dem randlichen Zuge permischer und mesozoischer Gesteine wird sie von einer zusammenhängenden Zone solcher Gesteine durchquert in der auffallenden Richtung W-O oder WNW-OSO (Tiefenkastel—Albula—Scanfs im Engadin), daran schliesst sich gegen Osten die keilförmige Verbreiterung der Münstertaler Kalkberge mit dem südlichen Liaszug, der in WNW-OSO von Scanfs im Engadin gegen den Südabhang des Ortler verläuft.

Eine Durchquerung der Bündner Alpen ungefähr entlang dem westlichen Erosionsrande, wie sie in der Exkursion vorgesehen ist, gewährt einen guten Einblick in die Erscheinungen der Regionalmetamorphose. Im Norden, z. B. im Rätikon, zeigen die Gesteine trotz der häufig beobachtbaren starken mechanischen Beeinflussung nur einen geringen Grad allgemeiner Umwandlung. Diese nimmt aber gegen Süden zu, besonders deutlich im Süden des Plessurgebirges. Am besten lässt sich diese Zunahme der Metamorphose an den kalkigen Schiefen, Radiolariten und an den ophiolithischen Gesteinen der rätischen Decke beobachten. Die tonigen Anteile der Sedimente erscheinen jetzt als serizitische Lagen, die kalkigen marmorartig; Faltungsadern mit Kalkspat oder Quarz gefüllt, werden häufiger. Kalkphyllit wird der herrschende Schiefertypus. Die Variolite, die noch im Plessurgebirge eine ziemlich normale Beschaffenheit mit kugeligen Sphärolithen aufweisen, werden im Oberhalbstein zu Chlorit-Albit-

schiefern, in denen die Sphärolithe nur noch undeutlich, als ganz flachgedrückte Linsen, gelegentlich sichtbar werden usw.

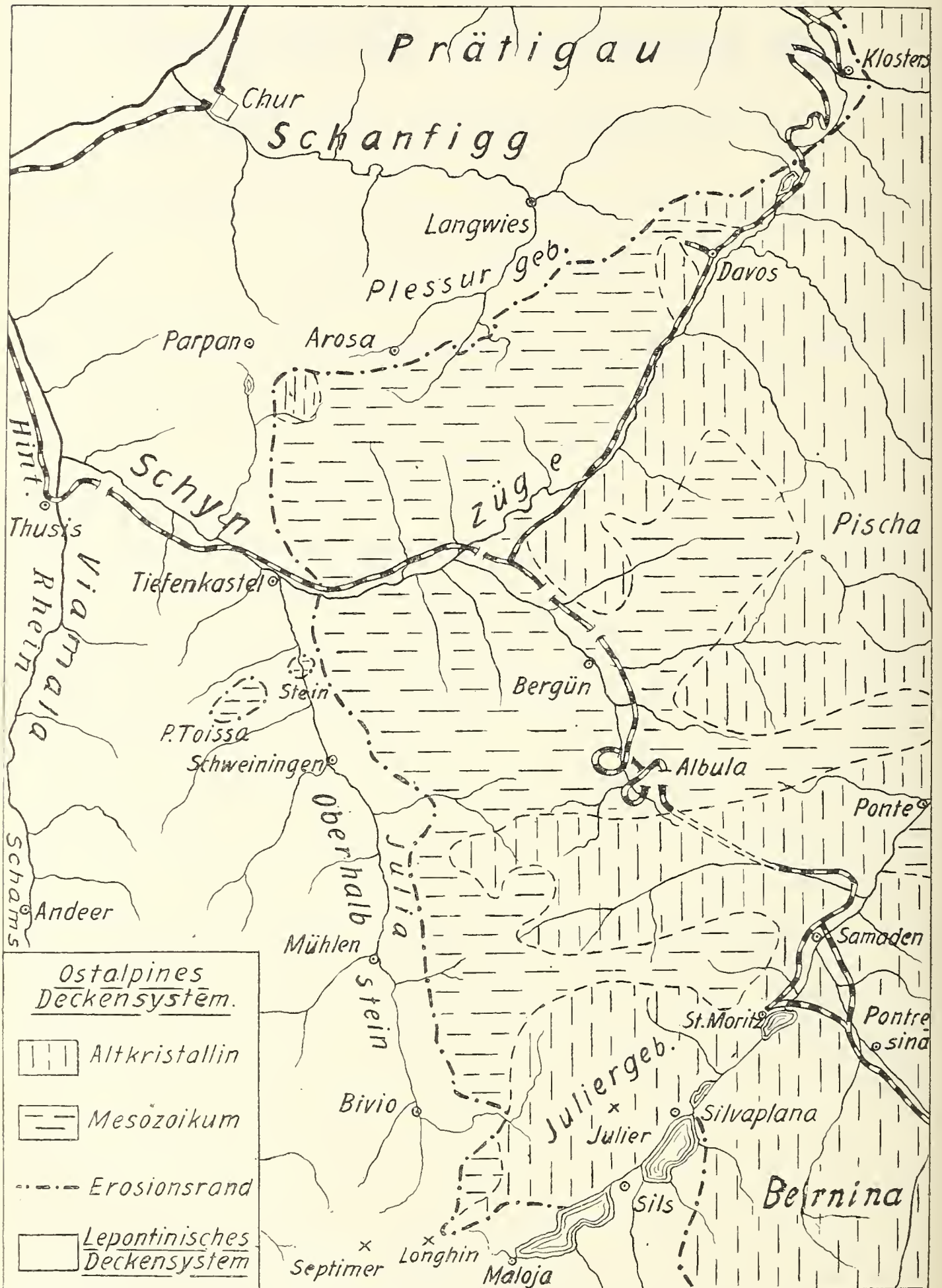


Fig. 1. Tektonische Kartenskizze von Mittel-Bünden 1:347000.

Noch eine andere Erscheinung tritt bei einer Durchquerung von Mittel-Bünden in der Richtung N—S deutlich hervor: die Zunahme der Mächtigkeit einzelner Decken. Am auffallendsten zeigt dies die rätsche Decke.

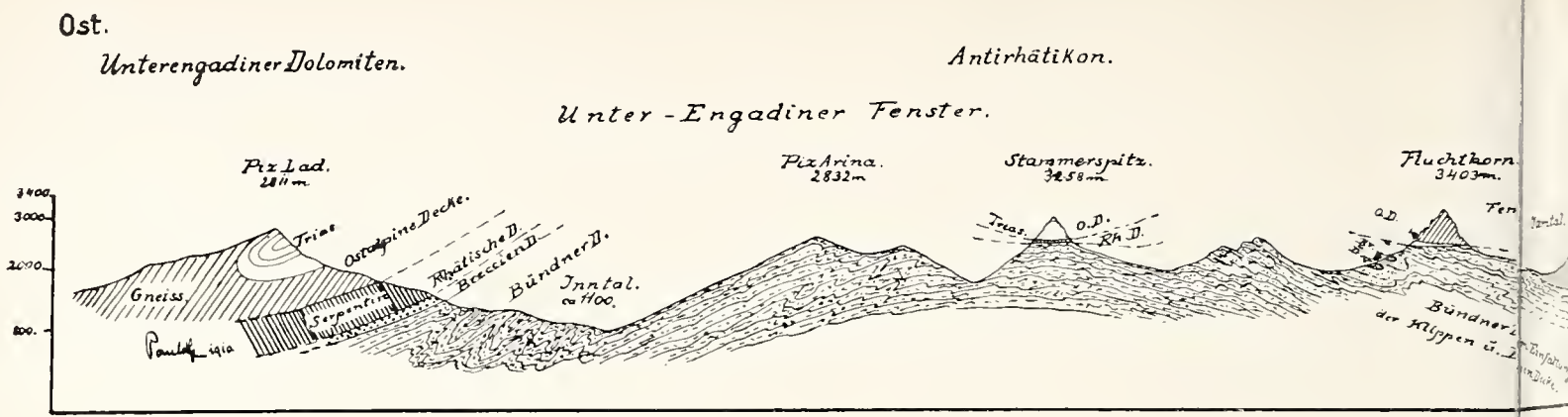


Fig. 1. Allgemeines Profil durch das Gebiet des Unter-Engadiner Fensters (Piz Lad nach SCHILLER, Schollberg nach von S. NB.: Die Trias des Stammer gehört nicht der ostalpinen, sondern der westalpinen Zone an.)

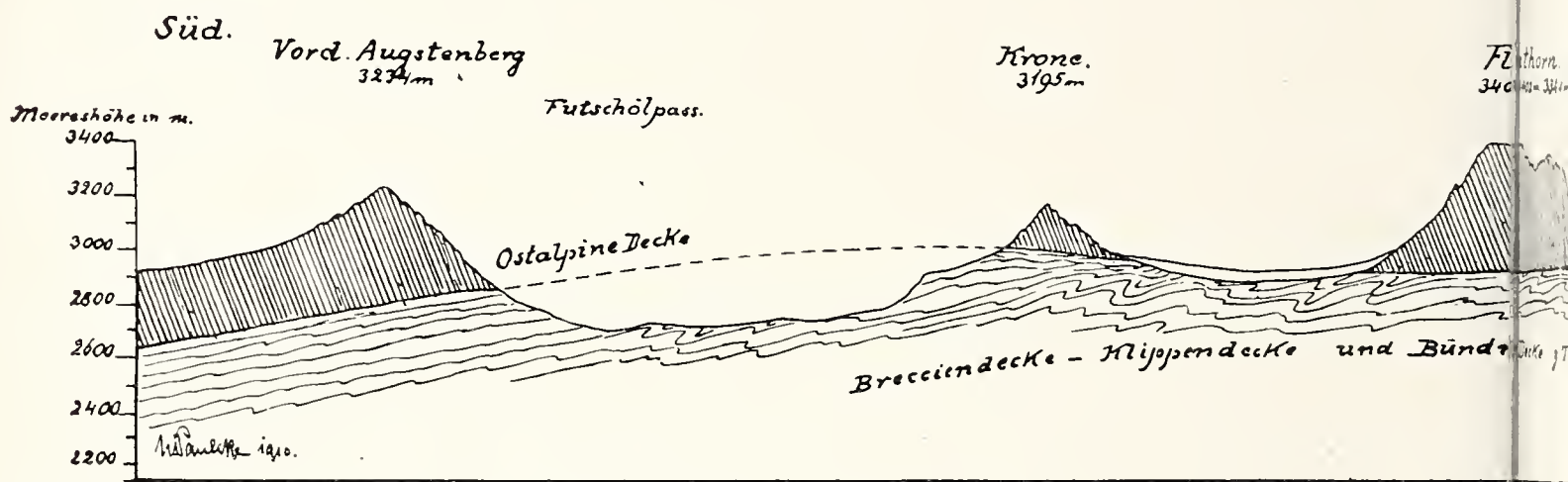


Fig. 2. Profilskizze NS durch den Vord. Augstenberg

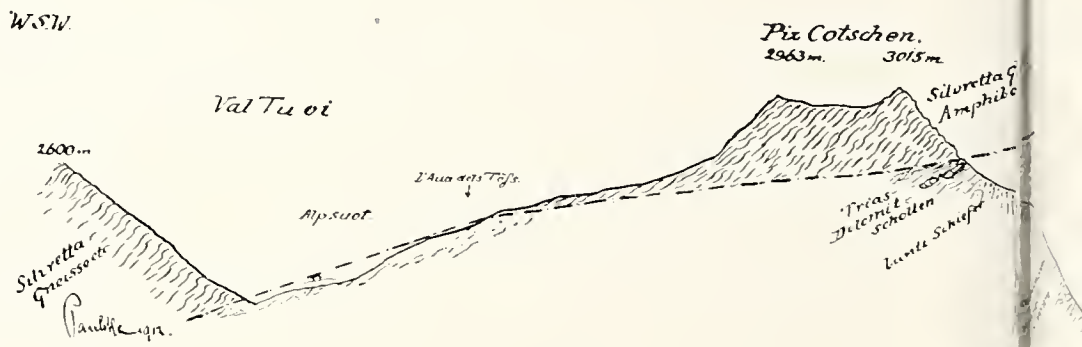


Fig. 3. Profilskizze Val Tui

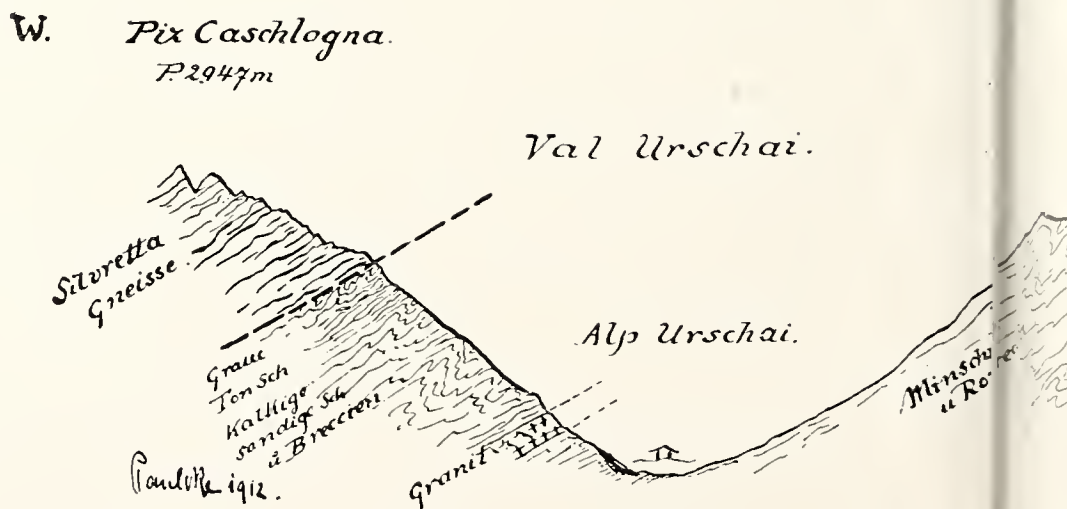
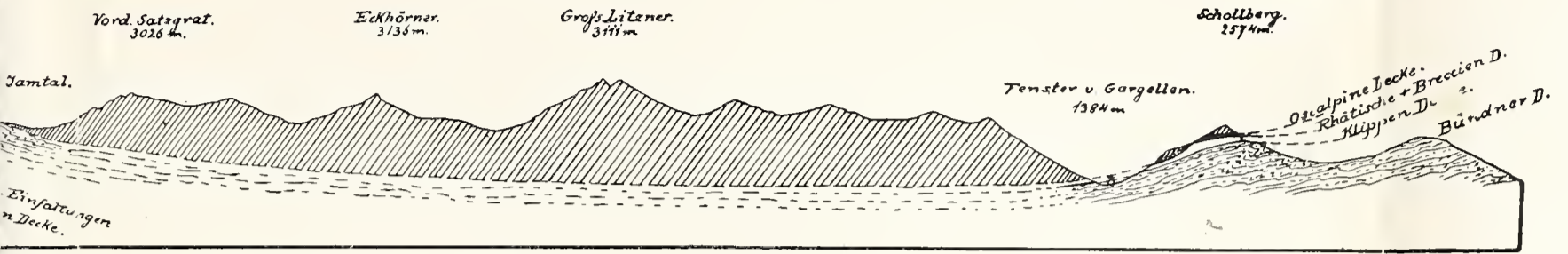


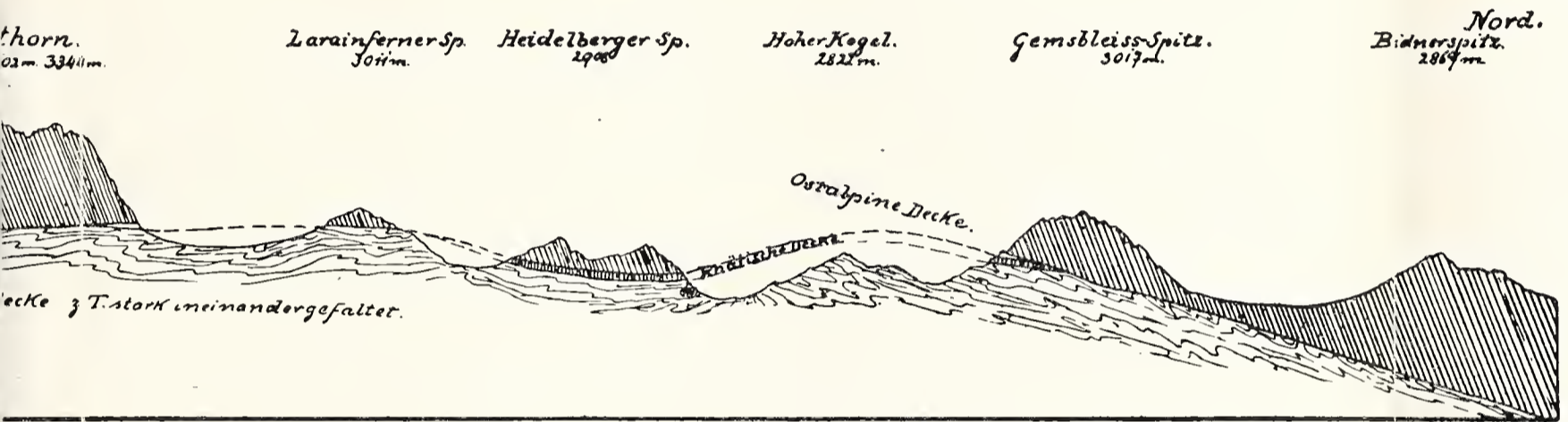
Fig. 4. Profilskizze Val Urschai

Silvretta-Gruppe. (Gneisskern der Ostalpinen Decke)

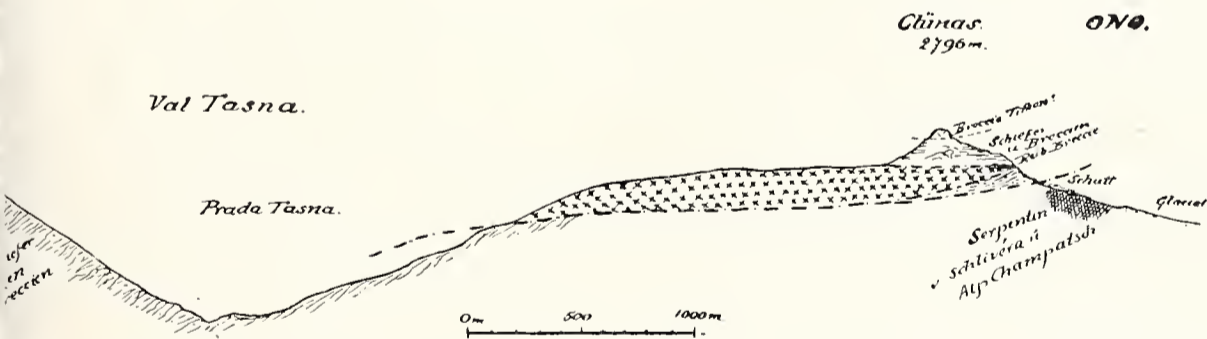
West.  
Prätigau



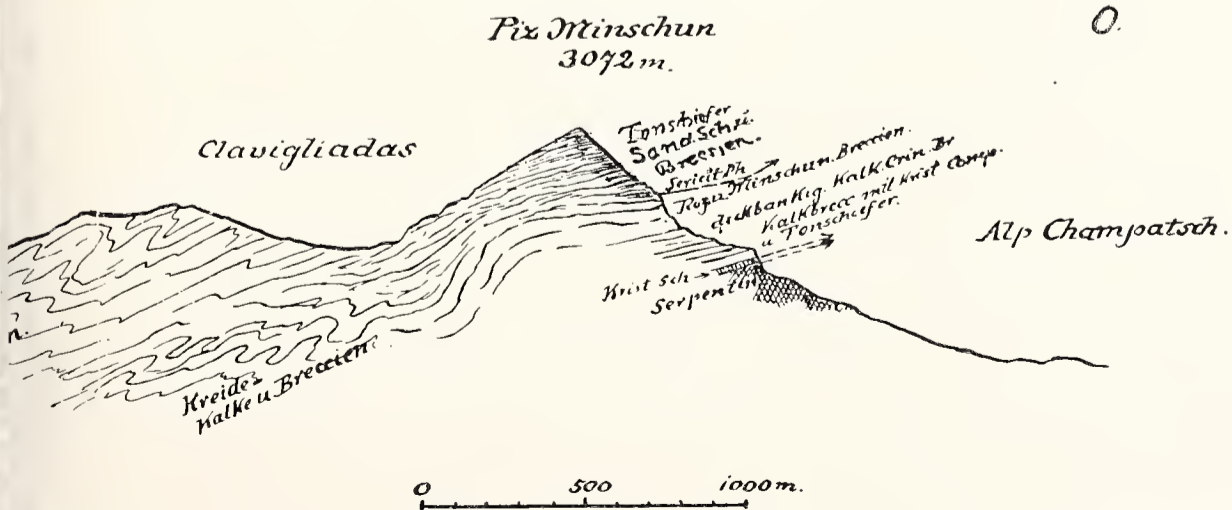
nterengadiner Fensters und der Silvretta von Ost nach West.  
 VON SEIDLITZ, Antirhätikon nach eigenen Aufnahmen.)  
 1, sondern einer tieferen Decke an. O. D. und Rh. D. fallen fort.



and der Silvretta (Grenze Silvretta-Antirhätikon).



Piz Minschun—Val Tasna—Clüinas.



Val Urschai Piz Minschun.



er Tauern. Taf. I.



Im Rätikon erscheint sie nur in der Gestalt von unbedeutenden Fetzen, Schubsplittern, Reibungsbreccien oder Quetschzonen. Zwischen Klosters und Davos schwillt der Serpentin dieser Decke schon zu grossen zusammenhängenden Bergmassen an, andere Glieder, wie die Radiolarite, bilden ausgedehnte und relativ mächtige Lagen. Das Oberhalbstein durchschneidet die rätische Decke in einer durchgängigen Mächtigkeit von mehreren hundert Metern, und im Oberengadin, wo die kristalline Basis der rätischen Decke sichtbar wird, steigt ihre Gesamtmächtigkeit auf mehr als 1 km. Hier ist man von der Wurzelregion dieser Decke, die auf der Südseite der Disgrazia liegt, beiläufig 18 km, von den nördlichsten der bekannten Vorkommnisse im Rätikon etwa 75 km entfernt.

Die Linie Bodensee—Disgrazia ist wohl die einzigste Stelle in den Alpen, wo sich der gewaltige Verfrachtungsweg zweier Decken an fast ununterbrochenen Aufschlüssen verfolgen lässt, im vorliegenden Falle an der rätischen Decke auf fast 100 km, an der ostalpinen auf etwa 120 km. Die Decken befinden sich hier eben fast durchgängig in schwebender Lage.

## I. Rätikon.

Von **W. von Seidlitz** (Strassburg).

(Mit 1 Kartenskizze und 2 Profilen.)

### Literatur.

1. G. STEINMANN: Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. Ber. Nat. Gesellsch. Freiburg i/B. 1895—1898. II. Die SCHARDT'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ebenda. 1905.
2. TH. LORENZ: Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. II. Der südliche Rätikon. Ebenda. 1901.
3. A. ROTHPLETZ: Geologische Alpenforschungen. I u. II. München 1900—1905.
4. W. v. SEIDLITZ: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. Ber. Nat. Ges. Freiburg i/B. 1906.
5. — Über Granitmylonite und ihre tektonische Bedeutung. Geol. Rundschau. I. 1910. p. 188.
6. — Der Aufbau des Gebirges in der Umgebung der Strassburger Hütte an der Scesaplana. Festschrift d. Sektion Strassburg i/E. des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1910.
7. — Schollenfenster im Vorarlberger Rätikon und im Fürstentum Liechtenstein. Geol. Ges. Wien 1911. p. 38.
8. O. AMPFERER: Zur neuesten geologischen Erforschung des Rätikongebirges. Ver. K. K. geol. Reichsanstalt. 1907. Nr. 7.

### Karten.

1. Topographischer Atlas der Schweiz (Siegfriedkarte). Überdruck Prätigau I. 1:50 000. Umfasst das ganze Exkursionsgebiet und ist des klaren Druckes wegen am meisten zu empfehlen.
2. Spezialkarte des österreichischen Alpengebietes 1:75 000 Zone 17. Kol. I. Bludenz—Vaduz. Zone 17. II. Stuben u. 18. II. Illursprung.
3. Rätikon. Ferwall- u. Silvretta-Gruppe 1:100 000. Stuttgart—Berlin. Paasche u. Lutz. 1910 (?).
4. Geologische Karte der Schweiz 1:100 000. Blatt X. Feldkirch—Arlberg und XV. Davos—Martinsbruck.

## Allgemeine Übersicht (Siehe Figur 1).

Die nördlichen Kalkvorberge der Ostalpen endigen im Westen mit steilem Erosionsrand an der Rheintallinie. Über den sanften Wald und Weidehügeln des Prätigaus und des Liechtensteiner Landes türmen sich die gewaltigen Mauern hellleuchtender Kalke des Rätikons. Ill, Rhein und Landquart begrenzen diese Gebirgskämme, die am Schlappiner Joch nur in loser Verbindung mit der Silvretta stehen und bogenförmig das Prätigauer Schieferland umziehen.

Auch geologisch lässt sich diese Gruppe durch die charakteristische Ausbildung der Gesteine schärfer gegen ihre Umgebung abgrenzen als manche andere. Im Nordosten und Osten sind es die kristallinen Schiefer des Ferwall und des Silvrettagebietes, im Süden, Westen und Nordwesten die verschiedenartigen jungen Flyschbildungen (Bündner Schiefer) Graubündens und Vorarlbergs, welche die Kalkberge des Rätikons umrahmen.

Aber auch in diesem so begrenzten, hochgelegenen Kalkalpengebiet, dessen lokaler Aufbau durch Schuppen und Verwerfungen charakterisiert ist, lassen sich noch zweierlei völlig verschiedene Gesteinsgruppen unterscheiden. Die normal ausgebildeten Triasgesteine deuten auf den Zusammenhang mit Allgäuer und Lechtaler Alpen, während ein verhältnismässig schmaler Saum aus Trias, Jura- und Kreidegesteinen, nebst verschiedenen kleineren Schollen von Gneis und Granit und grösseren Partien junger ophiolithischer Eruptivgesteine weder mit den ostalpinen, noch mit den nahbenachbarten helvetischen Kalkbergen in Beziehung steht und nur als Ausläufer der im Engadin und Oberhalbstein mächtig entwickelten lepontinischen Schichtenfolge angesehen werden kann.

Wenn man von den helvetischen Schichten absieht, die nur am Fläscherberg an das Gebirge herantreten, so bleiben drei Schichtserien übrig, von denen jede einen ganz besonders ausgebildeten und ihr durch ganz Graubünden und Vorarlberg gleichbleibenden faziellen Charakter zeigt. Wir können sie als die Bündnerschieferfazies, die lepontinische und austroalpine Fazies bezeichnen. Die Schichten, die einer jeden dieser Gruppen zugehören, sollen weiter unten besprochen werden. Im Rätikon liegen sie ohne vermittelnde Übergänge übereinander, und die Grenzen erscheinen deshalb besonders scharf, weil die Faziesgrenzen zugleich auch tektonischen Grenzen entsprechen und weil die Schichtpakete, wie es auch die Untersuchungen im übrigen Grenzgebiet zwischen Ost- und Westalpen ergeben haben, je einer Überschiebungsdecke (1 u. 4) oder einer mehr oder weniger zusammengehörigen Serie von Teildecken entsprechen.

Von diesen zeigt die oberste, die austroalpine Decke, den ausgeprägtesten Deckencharakter und gestattet in grösseren (Gargellen) und kleineren (Schollenfenster in Liechtenstein) durch Erosion freigelegten Fenstern einen Durchblick auf die darunter liegenden Serien. Gerade in dieser höchsten Decke kann man auch erkennen, dass die Richtung der Überschiebungsflächen von vielen lokalen Einflüssen (Silvrettamasse, Rheintalsenkung) abhängig ist, und wenn auch gerade im westlichen Rätikon (Valbonakopf) eine ostwestliche, wohl sekundäre Richtung der Faltung und Überschiebung deutlich hervortritt, so unterliegt es doch kaum einem Zweifel, dass die Herkunft der Rätikonschubmassen, wie es auch nach der immer fortschreitenden Erforschung Graubündens sich bestätigt, in den südöstlich gelegenen Gebieten (Oberengadin) zu suchen ist.

Lokale Faltung (Zimba, Mittagspitze) und Schuppung (Drei Türme im Gauertal), Querbrüche (Gauertal, Schweizertor, Grubenpass) und Blattverschiebungen (Plassseggen), als sekundäre Kleinformen des Gebirgsbaues, vervollständigend schliesslich das so gewonnene tektonische Bild des Rätikons.

**A. Die Bündner Schiefer-Fazies** stellt in der Umgebung des Rätikons einen verhältnismässig einförmigen Komplex von Schiefen, Kalken, Sandsteinen und feinkörnigen Konglomeraten dar, unter denen nur einige wenige Foraminiferen führende (Orbitoides?, Orbitulina) Bänke eine Altersbestimmung ermöglichen. Da aber eine genauere Untersuchung der Prätigauschiefer noch fehlt,



lässt es sich nicht entscheiden, ob der Kreide oder dem Tertiär der grössere Anteil daran zukommt. Eine Gliederung in verschiedene Teildecken lässt sich, im Prätigau jedenfalls, nicht durchführen, erwähnt sei jedoch, dass die Grenzschichten gegen die lepontinische Schichtenfolge (Globigerinenschiefer) grosse Ähnlichkeit mit Anteilen höherer Decken zeigen und dass andererseits die Schiefer und Breccien der oberen Quetschzone (zwischen Sulzfluhkalk und Ostalpinen Trias) vom Öfenpass und Tilisuna kaum von Schichten des Prätigaus zu unterscheiden sind.

**B. Die Lepontinische Fazies** umfasst alle diejenigen Schichten, die zwischen den Bündner Schiefen und der ostalpinen Trias eingelagert sind, also dasjenige Gebiet, das früher von STEINMANN (1) als die Graubündner Aufbruchzone bezeichnet wurde.

In südlicher gelegenen Teilen Graubündens lassen sich innerhalb des lepontinischen Deckengebietes einzelne Teildecken, nämlich die Klippendecke, Brecciendecke und rätische Decke trennen.

Wie sich diese Abteilungen auch im Rätikon herausgliedern lassen, habe ich früher gezeigt (4), doch scheint es mir, dass damit die Tatsachen hier gewaltsam in ein Schema hineingepresst wurden und dass sich manche der vielverschlungenen Falten, die ich früher zu Hilfe nahm, ausglätten lassen (vergl. das Profil Fig. 2), wenn man in Betracht zieht, dass gegen den Nordrand der Überschiebung zu, das Deckengefüge stark gelockert und die Schichten kartenspielerartig durcheinander gestochen wurden. Die lepontinische Schichtenserie zeigt im Rätikon wie im Plessurgebirge, mit wenigen Ausnahmen (z. B. Sulzfluhkalk), demnach nur den Charakter einer gewaltigen tektonischen Breccie, die unter der Wucht der darüber hingleitenden austroalpinen Decke zermalmt wurde. Da es sich nur um eine Erscheinung handelt, die gerade am Aussenrand der überschobenen Massen sich bemerkbar macht und gegen die Stirn zu noch offenkundiger in Erscheinung tritt (Allgäu), wird die Teildeckengliederung im übrigen Graubünden dadurch in keiner Weise berührt. Der Einheitlichkeit der Exkursionsführer wegen empfiehlt es sich auch, die einzelnen Gesteine der lepontinischen Serie derjenigen Abteilung zuzuweisen, der sie in Gebieten weniger gestörten Zusammenhanges angehören, daher stelle ich hier die wichtigsten Angaben zusammen.

Die Klippendecke hat durch die mächtige Mauer der tithonischen Sulzfluhkalke auch im Gebiet der Lockerung des Gefüges ein ausgesprochen selbständiges Gepräge behalten. Zwischen die weissen Sulzfluhkalke sind, besonders an den Schuppungsfugen, graue, grüne, vorwiegend aber leuchtend ziegelrote, globigerinenführende Mergel der oberen Kreide (couches rouges) eingeschoben. Ausserdem finden sich im gleichen Verbande feine schwarze Flyschschiefer und feine Breccien der unteren Kreide (Tristelbreccie, LORENZ). Auch die jurassischen Falknisbreccien (Gafiertal), unter deren Komponenten besonders grüne Juliergranite von Bedeutung sind, gehören der Klippendecke an. Die Zusammengehörigkeit und die Altersunterschiede der zahlreichen sonstigen Breccien, die zum Teil der nächsthöheren Teildecke zugewiesen werden müssen, wurden bisher noch nicht untersucht.

Brecciendecke und rätische Decke liegen über den Sulzfluhkalken, ihr Hangendes bildet die zusammenhängende Masse der ostalpinen Trias. Ausser feinen (Tilisunasee) und gröberen Breccien (Bilkengrat), deren Alter (Jura? Kreide?) sich ebensowenig sicher bestimmen lässt, wie das der „Streifenschiefer“ (Trias? Jura?), gehören verschiedenartige Flyschschiefer und Triasfragmente (Dolomite, Rauhwaacke, Buntsandstein) der Brecciendecke an. Zwischen den Flysch eingelagert finden sich (Tilisunahütte) Bänke roten und grünen Radiolarienhornsteines und grauer Tiefseekalke des Jura, die zur rätischen Decke zu zählen sein dürften. Zur gleichen Decke gehören die basischen Eruptivgesteine (Serpentin, Spilit, Opicalcit), doch fällt es auf, dass sie im Rätikon

fast niemals selbständige Bedeutung haben und auch nur selten an der Durchstechung der Schichten sich beteiligen, dagegen fast stets eng verbunden (besonders an den Triasschollen Liechtensteins) mit den tiefsten Schichten der austroalpinen Deckenserie auftreten.

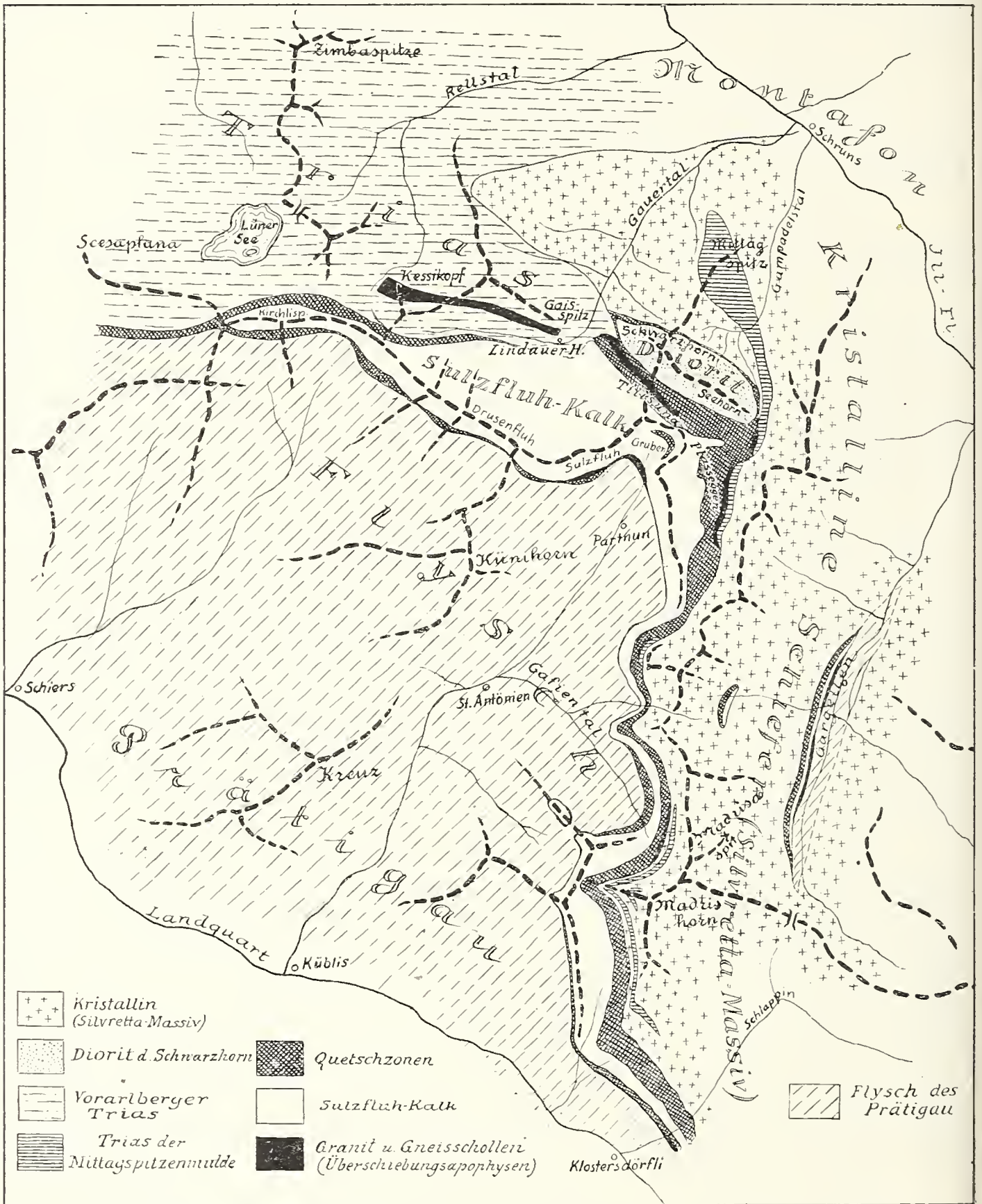


Fig. 1. Geologische Kartenskizze des östlichen Rätikons nach Aufnahmen von W. VON SEIDLITZ. 1:200 000.

C. Die austroalpine Fazies ist besonders auf der Vorarlberger Seite des Rätikons weit verbreitet. Verrucano, Buntsandstein, Muschelkalk, Partnachschichten, Arlbergkalk, Raibler Rauhwacken, Hauptdolomit, sowie rätische Kalke und Mergel sind die wichtigsten Schichten, die vielfach geschuppt (Liechtenstein)

diese höchste Decke bilden<sup>1)</sup>. Als mächtigste und am einheitlichsten gebaute Schubmasse hat die austroalpine Decke auch den grössten Einfluss auf den Gebirgsbau Graubündens ausgeübt (Traineau écraseur). An ihrer Basis hat diese Triasmasse einzelne losgelöste Grundschollen (Überschiebungsapophysen) altkristalliner Gesteine (Gneiskeil der Gaisspitze und von Tilisuna) und jüngerer Granite und Diorite (Schwarzhorn) mitgerissen<sup>2)</sup>, und gleichzeitig selbst doch die grösste Bewegungsfreiheit behalten, so dass wir nur in ihr eine nach Westen gerichtete lokale Faltung und in der zerbrochenen Triastafel Liechtensteins Schollenbau erkennen können.

Auf nebenstehender Kartenskizze (Fig. 1) sind die Faziesgebiete als solche nicht ausgeschieden, dagegen sind die wichtigeren Schichtenkomplexe, die auch landschaftlich und morphologisch hervortreten, durch besondere Schraffierung gegliedert. Die Flyschmassen des Prätigau gehören der Bündner Schieferfazies, die kristallinen Schiefer der Silvretta und die Triasschichten der austroalpinen Fazies an. Von der lepontinischen Fazies wurden nur die Sulzfluhkalke ausgeschieden, während die anderen Schichten als Quetschzonen eingezeichnet sind, von denen eine unter, die andere über den Sulzfluhkalcken liegt. Der Diorit des Schwarzhornes, ebenso wie die Gneis- und Granitfetzen stellen Grundschollen dar, die von den höheren Überschiebungsdecken mitgeschleppt wurden.

**1. Tag.** (Fig. 1 u. 2). Von Schruns (Hotel Stern) ca. 700 m über Tschagguns in das Gauertal und zur „Lindauer Hütte“ (1764 m) der Sekt. „Lindau“ des Deutschen und österreichischen Alpenvereins (Nachtquartier). Gehzeit etwa 3<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Stunden.

Auf der Fahrt von Feldkirch über Bludenz nach Schruns (Montafon) quert man die einzelnen Schollen des Rätikons, die in westlicher Richtung dachziegelartig aufeinander geschoben wurden und deren Grenzen durch Quetschzonen bezeichnet werden. Da diese ihrer Zusammensetzung nach wohl zum grössten Teil nicht dem Hangenden, sondern nur der lepontinischen Unterlage angehören können, habe ich sie als Schollenfenster (7) bezeichnet. Mit den Flyschmulden (Scesaplana, Zimba), welche die oberste Schicht der austroalpinen Trias-Juraschollen bilden und diesen normaleingefaltet sind, dürfen sie nicht verwechselt werden. Diese Schuppen, die auf der linken Talseite der Ill in breitem Querschnitt (von den Drei Schwestern bis zur Vandanser Steinwand) zum Ausstrich kommen, treffen wir am nördlichen Hange, nur eng zusammengepresst, noch im hohen Frassen und im Davennagebirge wieder. Bei Lorüns durchbricht die Ill in enger Klamm die östlichste dieser Triasschollen, deren beide höchsten Zinnen Scesaplana (2969 m) und Zimbaspitze (2645 m) bei Bludenz weithin erkennbar sind. An ihrem Fuss hat sich der von Brand kommende Alvierbach bei Bürs in gewaltigen Massen von Gehängebreccien sein enges Bett gegraben. Erst dort, wo die Ill dem kristallinen Grundgebirge (Silvrettamasse) entströmt, verbreitert sich der Talboden des Montafons und gestattet weiten Überblick auf die Berge des Rätikons. Besonders übersichtlich ist der Blick vom Bartholomäberg bei Schruns.

<sup>1)</sup> Der gleichzeitig auch die aus Gneisen, Glimmerschiefern und Amphibolitschiefern bestehenden Massen der Silvretta angehören.

<sup>2)</sup> In gleicher Weise sind die Juliergranite unter der festen Mauer der Sulzfluhkalke (Partnun, Klosters, Gargellen) zu erklären.

Bis zur unteren Spornalp wandert man durch das Gauertal fast andauernd über kristalline Schiefer, nachdem man die glazialen Ablagerungen des Montafons überschritten. Nur von unten sieht man die dem alten Gebirge an der Tschaggunsener Mittagsspitze eingefalteten Triasschichten, von denen noch später die Rede sein soll. Die Fortsetzung dieser Triasmulde kann man in den, längs der recht bedeutenden Gauertalverwerfung, abgesunkenen und verschobenen Schichten des Kristakopfes bei Tschagguns erkennen. Die letzten 200 m von der unteren Spornalp zur Lindauerhütte wandert man durch eine gewaltige Bergsturzmasse mit z. T. mehr als hausgrossen Blöcken hindurch, deren Ausbruchsstelle wohl im Gebiet der Sporerfurka zu suchen ist. Kleinere Rückzugsmoränen des Daunstadiums (Firmoränen, Bergsturzschuttwälle) haben sich dahinter dreifach gestaut; auf dem am weitesten vorgeschobenen Wall ist die „Lindauer Hütte“ und der Alpenpflanzgarten errichtet.

Die Umgebung der Lindauer Hütte gibt eine gute Übersicht über die feinere Lokalarchitektur der spröden tithonischen Sulzfluhkalke, die auch die 3 Türme und die Drusenfluh zusammensetzen. Schuppen und Blattverschiebungen haben vor allem zur Bildung der treppenförmigen — z. T. unersteigbaren (Sporerplatte) — Abstürze geführt. Während die Blätter kaum zu übersehen sind und z. T. im Gauertalbruch und am Eisjoch beträchtliche Bedeutung erlangen, treten die Schuppen nur an den 3 Türmen deutlich hervor, lassen sich aber auch an den anderen Bergen durch die Einschaltungen roter, Globigerinen-führender Oberkreidemergel (Couches rouges) leicht trennen. An der Gaisspitz, die ausgezeichnete Übersicht gewährt, sind unter den Triasdolomiten der Gipfelpartie die Gneiskeile des Gauertales und an den Hängen gegen den Öfenpass zu die lepontinischen Quetschzonen aufgeschlossen.

**2. Tag.** (Fig. 1 u. 2.) Von der „Lindauer Hütte“ 1764 m über den Bilkengrat zum Schwarzhornsattel ca. 2300 m. Abstieg zum Tilisunasee und zur „Tilisunahütte“ (2211 m) der Sekt. Vorarlberg des Deutschen und österreichischen Alpenvereins und über das Grünfürkeli in die Gruben. Über den Grubenpass und die Plasseggentalp zum Sarotlapass 2395 m. Von dort Abstieg nach Gargellen ca. 1400 m. Kurhaus Madrisa. Gehzeit ca. 7—8 Stunden.

Der Weg führt bis zum Sarotlapass durch die lepontinische Quetschzone, tritt dann in die kristallinen Schiefer der Silvretta ein und trifft unten bei Gargellen noch einmal die lepontinischen Schichten in einem Fenster angeschnitten.

Der mühsame Weg über den Bilkengrat quert zuerst grobe Breccien, dann feinere flyschartige Schiefer und schliesslich Verrucano und Gneis. Weiter oben gegen den Verspalengrat zu finden sich die gleichen Schichten in umgekehrter Reihenfolge; nur die Breccien fehlen dort, statt dessen haben flyschartige Schichten (z. T. mit Fukoiden) grössere Verbreitung. Den Gneiskeil, der mit Unterbrechungen von der Tilisunalp bis zur Gaisspitz und bis zum Kessikopf zu verfolgen ist, fasse ich ebenso, wie die Dioritmase des Schwarzhornes nicht als Bestandteile irgend einer speziellen Decke, sondern als Grundschole (Überschiebungsapophyse) auf, die von der austroalpinen Decke mitgeschürft wurde. Die wechselnde Mächtigkeit (z. T. vollständige Ausquetschung) und starke Zertrümmerung des Gesteines scheint dafür zu sprechen<sup>1)</sup>. Dass das Schwarzhorn als ein solcher Quetschling anzusehen ist, zeigt auch die Riesentrümmerbreccie im Süden des Schwarzhornes, die ausser am Schwarzhornrand (Seehornsattel, Tilisunasee) auch an vielen anderen Stellen zu beobachten ist, wo die Quetschzone mit den festeren Schichten (Trias, Sulzfluhkalk) des Hangenden oder Liegenden in nahe Berührung tritt (Öfenpass, Grünfürkeli, Plasseggen). Fast die gleichen Schichten wie am Schwarzhornsattel liegen auf der Nordseite ungestört und weniger gepresst, besonders am Gauertalabsturz. Hier liegen, direkt unter der austroalpinen Schubmasse, Serpentin, Ophicalcit, Spilit, ebenso am Kessikopf und bei Plasseggen; in anderem Schichtverbande trifft man Serpentin im Rätikon

<sup>1)</sup>Die Verschlingungen des Profils von 1906 (4) fallen demnach weg.

nicht, ebensowenig stehen hier andere irgendwie charakteristische Gesteine — abgesehen von ostalpinen Trias und Flysch — mit ihm in direktem Verbands. Auch in den Schollenfenstern (Quetschzonen — MYLIUS) des westlichen Rätikons liegt er zumeist direkt unter der Trias, so dass ich für den Rätikon der Ansicht zuneige, dass er nur von der Schubmasse mitgeschleppt wurde.

Die weit ausgebreitete Quetschzone der Tilisunalp zeigt eine mannigfaltige Schichtenfolge. Am See, am Schwarzhorn- und Seehornsattel treffen wir die eben erwähnte Quetschzone dicht am Diorit mit Brocken von Dolomit, Rauhwacke, Buntsandstein, Opicalcit, grauen (Jura?) und kristallinen Schiefen. Am Rand der Gruben, südlich der Hütte liegt Sulzfluhkalk dazwischen eingepresst, Flysch in mannigfacher Ausbildung als feiner fukoidenführender Schiefer, als Sandstein, feine und grobe Breccie; ferner Hornsteine mit und ohne Radiolarien, heller Jurakalk, rote Kreidemergel, Triasdolomit, Verrucano und schliesslich als Fortsetzung des Gneiskeiles vom Bilkengrat eine schmale, nach Osten auskeilende Gneiszone. Die sog. Streifenschiefer, die ich eingehend beschrieben (4), kommen auch hier vor, lassen sich ihrem Alter nach aber kaum sicher bestimmen, da keine Fossilien vorhanden sind (Muschelkalk?, Rhät? oder Liasfleckenmergel?). An der Grenze des Flyschgebietes gegen den Sulzfluhkalk liegen dann alle die

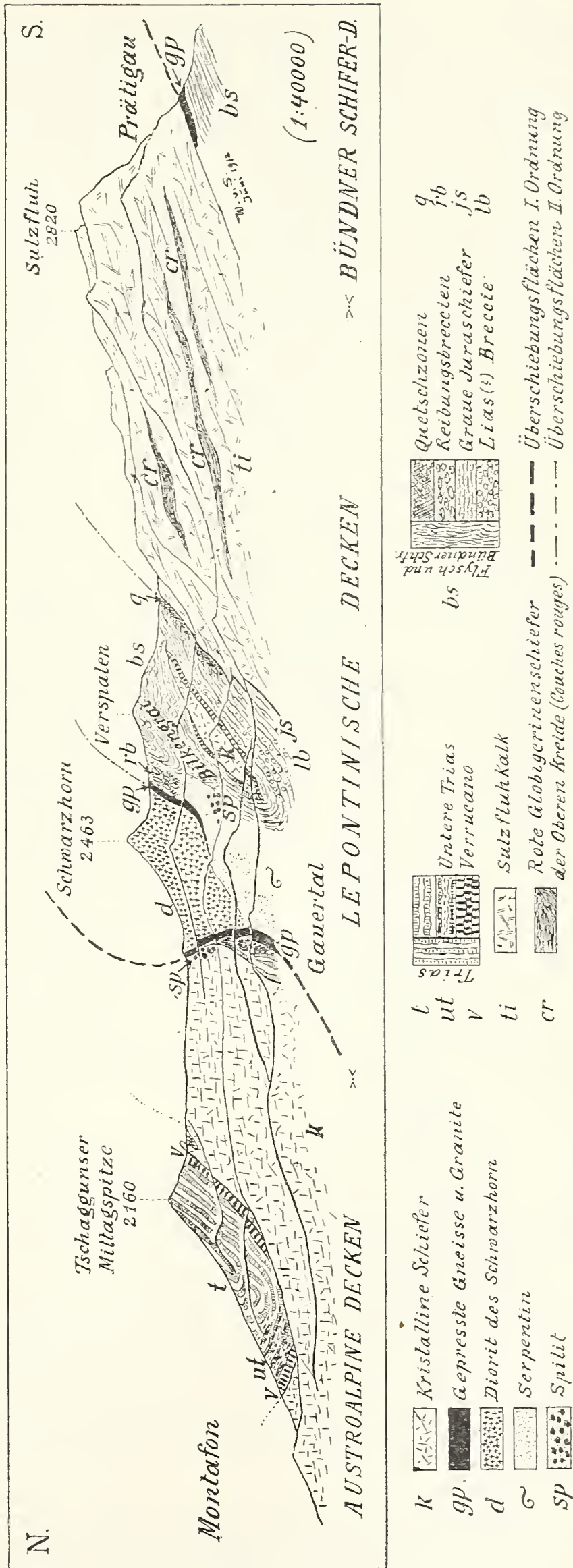


Fig. 2. Kulissen-Profil durch den Rätikon nach W. von SEIDLITZ. 1:40000.

vorerwähnten Schichten durcheinander, als eine Quetsch- und Pressungszone im kleinen. Aber auch in den grossen Zügen der Tilisunaschichten (die ich 1906 (4) p. 71 in einer Kartenskizze 1:10 000 dargestellt), sehe ich nichts anderes als eine regellos durcheinander gestossene Masse dünner Gesteinslamellen, die mehr oder weniger vom Druck der darüber gleitenden Triasmassen beeinflusst wurden.

Die gleiche Quetschzone tritt zwischen zwei Schollen des Sulzfluhkalkes — also auch als Schollenfenster, ähnlich wie in Liechtenstein — in den Gruben wieder hervor. Es handelt sich weder um eine regelmässig zu gliedernde Masse, noch um Reste, die durch Gletschertransport dorthin gebracht wurden (8).

Wandert man aus den Gruben durch die Blattverschiebungen des Grubenpasses wieder in das Flyschgebiet der Plasseggental hinauf, so spielen am Rand gegen den Sulzfluhkalk die kleineren Quetschzonen, gegen Osten zu aber, in der Nähe der sich hier auftürmenden Silvrettamasse, grössere Triasmassen (Mittagspitzenmulde) eine Rolle. Dazwischen hat der Tilisunabach sich tief in die weichen Flyschschiefer eingefressen, die hier aber keine solche Mannigfaltigkeit zeigen, wie bei Tilisuna; nur die streifenschieferartige Ausbildung herrscht vor.

Die grössere Quetschzone von Plasseggen zeigt ein Gerippe von Gneis und Granit, an welche einerseits Serpentin und Ophicalcit, auf der anderen Seite Triasgesteine sich anlehnen, die ich für die Fortsetzung der Mittagspitzenmulde im Gampadelztal (Gauertal) halte. Diese schmale Triaszone unter den kristallinen Massen lässt sich bis nach Klosters und bis zur Casanna mit mehr oder weniger grosser Unterbrechung und Ausquetschung verfolgen. Ob sie eine tiefere Deckenverzweigung der austroalpinen Masse darstellt und etwa mit HOEK's unterer ostalpiner Decke zu vergleichen ist, ist noch nicht festgestellt.

Am Plasseggenpass verbreitert sich die Gneiszone, und die Quetschzone des Flysch wird auf ein Minimum reduziert. Hier finden sich neben Gneis auch Lagen eines grünen Granits von julierartigem Typus, welche wohl ebenfalls der Quetschzone angehören. Steigt man nun über den Sarotlapass und die Röbialp durch kristalline Silvrettagesteine nach Gargellen hinunter, so wird man beim Gargellenwasserfall nicht nur die Sulzfluhkalke, sondern in deren Unterlage ebenfalls solche grüne Granite, hier in einer schmalen Bank von stellenweis nur 20 cm Dicke zusammengepresst finden (Fig. 3). Bei Partnun (am See und Sulzhütte), ferner bei Klosters unter dem Sulzfluhkalk und an der Basis der Mittagspitzen-scholle auf den Gafierplatten finden sich ebenfalls sehr ähnliche Gesteine. Alle sind stark zertrümmert, z. T. sogar mit den benachbarten Kalken verknetet; ebenso lässt sich beobachten, dass es alles mehr oder weniger gepresste julierartige Granite sind, die aber untereinander wiederum so wenig Ähnlichkeit zeigen, dass man für sie wohl die gleiche Transportart (Überschiebungsapophysen), nicht aber gleiche Herkunft annehmen kann. Gerölle ähnlicher Granite finden sich auch in der Falknisbreccie.

**3. Tag.** (Fig. 1, 3). Gargellen (ca. 1400 m)—Gargellerjoch (2375 m)—P. (2485 m)—Gafiasee (2313 m)—Thalegg (2100 m)—Gafiertal—St. Antönien (1419 m)—Küblis oder Gafiasee—Gafierplatten (ca. 2400 m)—Madrisjoch (2602 m)—Saaser Alp (1932 m)—Klosters Dörfli (1125 m). Klosters: Hotel Weisses Kreuz. Gehzeit 6—8 Stunden.

Auf dem Weg zur Gargellenalp überschreitet man wieder den Sulzfluhkalkrahmen des Fensters und hat bei einem Rückblick eine gute Aussicht auf die Verbreitung dieser Kalke, die auch auf der rechten Seite des Tales unter dem Schmalzberg anstehen. Als Hangendes der Sulzfluhkalke trifft man im Gargellental flyschartige Gesteine und Verrucano. Weiter oben (etwa bei 2200 m) sieht man nochmals dicht unter dem Joch in einem kleinen Fenster unter den kristallinen Gesteinen Sulzfluhkalk, Radiolarit, Streifenschiefer und graue Juraschiefer zutage treten.

Vom Joch aus führt ein schmaler Steig nach dem P. (2485 m) und von dort zum Gafiasee. Dieser Punkt eignet sich besonders zu einer Rundschau über die Umrahmung des Prätigaus. Im Vordergrund die leichtgewellten Hügelzüge der

Prätigau (Bündner)-Schiefer, darüber die helleuchtende Mauer der Sulzfluhkalk, die sich von der Rätchenfluh bis zur Scesaplana verfolgen lässt. Die eigentlichen Quetschzonen unter und über den Sulzfluhkalken treten wenig im Landschaftsbild hervor (mit Ausnahme des nahgelegenen Schollberges), dagegen um so mehr die Schichten der austroalpinen Decke mit Triasgesteinen an der Scesaplana und kristallinen Schiefen an den Ausläufern der Silvrettamasse im Zuge Sarotlaspitzen—Madrisa.

An den Gafier-Bändern und -Platten ist die Sulzfluhkalkzone mit Hangendem und Liegendem wieder gut aufgeschlossen, besonders oberhalb der Gafierplatten und am Madrisjoch. In der Unterlage findet sich Radiolarit und am Talegg Falknisbreccie, im Hangenden Dolomit, Diorit und grüner Granit in einzelnen Fetzen unter den kristallinen Schiefen; dazwischen streifenschieferartiger Flysch. Der Triasdolomit mit seinen Begleitern, den man als Fortsetzung der Mittagspitzenscholle anzusehen hat, schwillt am Madrisjoch noch einmal zu bedeutender Mächtigkeit an und verschwindet erst wieder unter dem St. Jakobshorn. Dort am Joch liegen alle Schichten der Quetschzone mehrfach geschuppt (mit Zwischenlagen gepresster Granite) auf dem Sulzfluhkalk des Rätchenhornes, eine Deckengliederung ist deshalb auch dort nicht durchzuführen. Ebenso wenig auf der weiten Fläche der Saaser Alp, die in ihrem vielfachen Mosaik der Quetschzonen-Schichten an die noch grösseren und regelloser gelagerten Gebiete bei Arosa erinnert.

Steigt man nach Klosters ab, so kann man den Sulzfluhkalk im Fallen verfolgen. Weiter unten aber ist er von Gehängeschutt bedeckt und tritt erst wieder am Ausgang des Schlappintales bei Klosters Dörfli zutage; hier mit einer Unterlage von Granit und Globigerinenschiefern, wie bei Partnun und Gargellen.

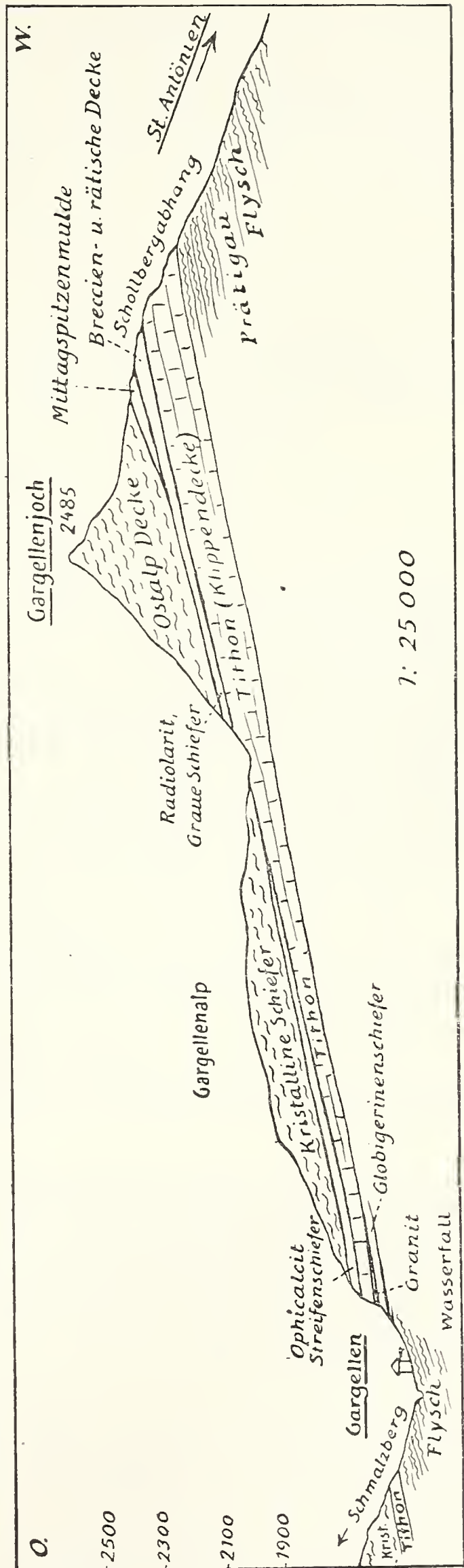


Fig. 3. Profil durch den Ostrand des Rätikons nach W. von Seidlitz.

Benutzt man zum Abstieg von Gafia das Gafiertal nach St. Antönien, so führt der Weg nur durch einförmiges Schieferland; der Schlangenstein ist einer der am tiefstgelegenen Zeugen eines gewaltigen, vom Rätchenhorn oder von der Ammanfluh stammenden Bergsturzes. Der Weg von St. Antönien nach Küblis durch den Schanielatobel bietet Gelegenheit, verschiedene Flyschbildungen des Prätigaus, unter anderem auch Kreideflysch mit Orbitulinen bei Pany kennen zu lernen.

## II. Cotschna—Schams—Oberhalbstein—Oberengadin.

**Donnerstag, den 22. August: Fahrt von Klosters durch das Plessurgebirge, Schyn und Viamala nach Andeer.**

Von **G. Steinmann.**

(Vgl. Kartenskizze Fig. 1, S. 422.)

### Wichtigste Literatur.

- THEOBALD: Geol. Beschr. d. nordöstl. Gebirge v. Graubünden (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, **2**, 1863).  
 HEIM u. SCHMIDT, C.: Geologie d. Hochalpen zw. Reuss u. Rhein (Beitr. z. geol. K. d. Schweiz, **25**, 1891).  
 ROTHPLETZ, A.: Geologische Alpenforschungen I. München 1880. Mit Karte.  
 JENNINGS, A. V.: The Geology of the Davos District (Qu. Journ. Geol. Soc., **55**, 1899.) Mit Karte.  
 HOEK: H. Geolog. Unters. im Plessurgebirge um Arosa. (Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. B. **13**, 1903). Mit Karte.  
 — Das zentrale Plessurgebirge (ebenda, **16**, 1906). Mit Karte.

### Karten.

a) topographische:

SIEGFRIED Atlas: Nr. 419 Davos, Nr. 423 Scaletta, Nr. 422 Lenz, Nr. 410 Thusis, Nr. 414 Andeer.

b) geologische:

THEOBALD: Geol. Karte d. Schweiz, 1:100000, Bl. 15; HEIM: Bl. 14.

Von Klosters aus steigt die Bahn nach Davos zunächst durch die Prätigau-Schiefer (basale Bündner Schiefer) in die Höhe und macht darin eine weit gegen NO ausladende Schlinge. Kurz ehe sie bei Ried das Tal des Riedlochbaches erreicht, tritt sie in den Bereich der höheren lepontinischen Decken ein, den sie erst kurz vor dem Davoser See wieder verlässt. Bei der Station Laret (1530 m) hat die Bahn glazial abgeschliffene Felsen angeschnitten; sie bestehen nach JENNINGS aus:

1. Kristalline Breccie, aus groben Brocken von Granit, Gneis, Glimmerschiefer, fest verkittet; wird als Basalkonglomerat des permischen Verrucano gedeutet. Rote Schiefer sind darin eingeschaltet.

2. Serpentin von der Breccie getrennt durch ein spilitartiges Gestein mit Einschlüssen eines gelben Kalksteins.

Steigt man von der Station Laret zu der Cotschna hinauf, so begegnet man verschiedenen anderen Gliedern der rätischen Decke, Radiolarit, Schiefer usw., auch Schollen von Altkristallin, die wohl als Schubsplitter der



ostalpinen Decke zu deuten sind, während die Höhen der Cotschna und Casanna von Triasdolomit und Lithodendron-Kalk gebildet werden.

Vom Kamm oder noch besser von der Spitze der Cotschna erhält man einen ausgezeichnet klaren Überblick über den Aufbau des östlichen Rätikons, i. B. sieht man deutlich, wie die höheren lepontinischen Decken mit dem sie unterlagernden basalen Bündner Schiefer gegen Klosters zu immer tiefer sinken und unter den altkristallinen Massen der Silvretta (ostalpin) verschwinden. Gegen SW blickt man über den Kessel von Parsenn auf die Todtenalp und das Schwarzhorn, die von der grossartigsten Serpentinmasse Bündens aufgebaut werden. Erschreckende Vegetationsarmut, düstere, zwischen schwarz, grünschwarz und rostbraun schillernde Farben und vielfach regellos zerrissene Oberflächenformen sind das bezeichnende Merkmal dieser Einöde. Bemerkenswert ist hier das gewaltige lokale Anschwellen des sonst wenig mächtigen Serpentin der rätischen Decke. Gegen W und SW verschwindet der Serpentin und die ihn begleitenden Radioarite unter dem Kristallin und dem Dolomit (ostalpin) der Weissfluh und des Schiahorns, um westlich davon wieder darunter hervorzutauchen.

Bei Höhwald am Davoser See betritt die Bahn das breite Hochtal von Davos, das früher bis oberhalb Glaris seinen Abfluss nach N gegen das Landquarttal besass, aber durch die gewaltigen Moränen, die von dem Casannagebirge nach Laret—Davosersee heruntergebracht wurden, abgedämmt wurde. Der dadurch entstandene Stausee überfloss die Wasserscheide südlich von Glaris (Seeterrasse bei Frauenkirch) und wandte sich der Albula zu; die steile und tiefe Erosionsschlucht der „Züge“ ist das Werk dieser Flussverlegung.

Vom Nordende des Davoser Sees bis dicht vor Tiefenkastel bewegt man sich durchaus in der ostalpinen Decke (Kristallin, Verrucano und Trias), die im Plessurgebirge gegen W. halbinselförmig über die lepontinische Schieferregion übergreift. Bei Surava dicht vor Tiefenkastel senkt sich die Bahn in die lepontinische Unterlage, zunächst in die rätische Decke, dann bei Tiefenkastel selbst (Dolomit, Rauhwaacke, Gips der Trias, Konglomerate und Belemnitenführende Kalkschiefer des Jura) in die Brecciendecke.

Die Erosionsschlucht des Schyn zwischen Tiefenkastel und Thusis verläuft z. T. in den eben genannten mittleren lepontinischen Decken, hauptsächlich aber in den basalen Bündner Schiefen (Schieferdecke), ebenso wie die Viamala zwischen Thusis und Andeer. Die beiden schluchtartigen Einschnitte verdanken ihre eigenartige Ausgestaltung der postglazialen Erosion, die auf ein glaziales Stufen- und Höckerrelief eingewirkt hat.

Besonders instruktiv sind in der Viamala die intensiven Faltungen und Verquetschungen der Schiefer, sowie deren Faltungsadern aus Quarz oder Kalkspat. Man trifft weiche, kalkfreie Phyllite, kalkhaltige, vielfach aber auch sandige und kompakte Gesteine.

Oberhalb der Viamala breitet sich eine weite Talstufe des Hinterheins aus, die unter dem Namen von Schams bekannt ist. Terrassen des früheren Stausees, der vom Viamala-Riegel abgedämmt war, besonders auf der linken Talseite sichtbar. Bald oberhalb des Ausganges der Schlucht trifft man links neben der Strasse im Schuttkegel des Reischenbachs grosse Blöcke der Falknisbreccie (Klippendecke). Das Gestein enthält in einem kalkigen Zement kleine und grosse Brocken von Dolomit, Kalk und von grünem, sehr grobkörnigem Granit (sog. Taspinit).

Von der Viamala bis Andeer verläuft die Strasse in den Alluvionen des alten Seebodens. Vor Andeer sieht man auf der gegenüberliegenden Seite Dolomit und Rauhwaacke aus dem Schiefer der unteren Klippendecke hervorstechen, und bei Andeer beginnt die kristalline Unterlage derselben, der sog. Rofnagneis.

**Andeer-Savognin.**

(Siegfriedatlas: Bl. 414 Andeer, Bl. 426 Savognin)

Mit 1 Profil.

Von **Hermann L. F. Meyer** (Giessen).**Wichtigste neuere Literatur.**

- MEYER, HERMANN: Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassives im südlichen Graubünden. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. Bd. XVII, S. 130—177. 1909.
- MEYER, HERMANN und WELTER, OTTO: Zur Geologie des südlichen Graubündens. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 62, Monatsber. S. 65—71. 1910.
- WELTER, OTTO: Über die tektonische Stellung der Walliser Gneissdeckfalten. Zentralbl. f. Min. etc. S. 163—165. 1910.
- ZYNDEL, F.: Über die Tektonik von Mittelbünden. Verh. Schweiz. Naturf. Ges. 93. Jahresvers. Basel 1910. Bd. I, 39.

Die Ostseite des Schamser Tales ist dadurch ausgezeichnet, dass die lepontinischen Decken in besonderer Vollständigkeit übereinanderliegen und dass an der Basis der Oberen Klippendecke und der Rätischen Decke auf grössere Erstreckung fortlaufend kristallines Gestein nachgewiesen werden konnte. Die Decken liegen flach übereinander, nach Osten fallend, und sind nach der Überfaltung nur unbedeutend zusammengeschoben worden. Sie liegen der Faltendecke des Surettamassives auf, das hier an dem Nordrande aus Rofnaporphyr besteht. Die dem Massiv normal aufliegenden Gesteine, Trias und mesozoische Schiefer, sind durch die Überschiebungen von dem Massiv abgeschürft worden. Am Nordrand sind sie über dem Massiv nur an wenigen Stellen als abgequetschte Fetzen vorhanden und breiten sich erst vor ihm als Via-Mala-Schiefer aus. Nach dem Zurückbleiben des Massives bilden diese Schiefer dann die Unterlage der lepontinischen Decken.

Die Exkursion trifft hinter Pignieu die ersten anstehenden Gesteine. Sie gehören zu einer Quetschzone am Nordrande des Surettamassives. An ihr beteiligt sich der fast zur Unkenntlichkeit verquetschte Rofnaporphyr, Rauchwacke, Dolomit und Schiefer der Schieferdecke in sehr geringer Menge und vor allem Gesteine der Unteren Klippendecke. Bis zu der Maiensäse Bavugls verläuft der Weg in diesen letzten. Zu ihnen gehört: Rauchwacke, meist graue und grüne Quarzite mit quarzitischem Kalken, reinen und schiefrigen Kalken, Schiefen, die zur Trias und zum grösseren Teile zum Lias zu rechnen sind, und weisse Marmorsteine, die als Tithon betrachtet werden. An einigen Stellen findet sich auch dunkler brecciöser Kalk, mit oolithischen und zoogenen Komponenten, der vielleicht Untere Kreide darstellt. In mehrfacher Wiederholung liegen die verschiedenen Gesteine übereinander.

In dem Tobel unmittelbar unter Bavugls treffen wir auf die Grenze zur Oberen Klippendecke: ein verquetschtes Band von Rofnaporphyr, über dem sich die Falknisbreccie aufbaut. (Weiter im Osten folgen darüber feine plattige, brecciöse Kalke, die sich mit ziemlicher Sicherheit der Unteren Kreide zurechnen lassen.) Bei Spadurs lassen sich diese beiden Gesteine in ihrem gegenseitigen Kontakte beobachten. Die Breccie besteht unten an der Basis aus aufbereitetem Rofnaporphyrmaterial. Nach oben nehmen Sedimentbrocken immer mehr überhand, bis der normale Typus des Gesteines entsteht: eine polygene Breccie mit vorwiegend kalkiger Grundmasse und Komponenten. Wichtig ist ein grüner grober Granit („Juliergranit“, offenbar eine der vielen Fazies des Rofnaporphyr). In einzelnen Stücken lässt er

sich häufig beobachten. Er kann aber auch überhand nehmen und dann mit anderen kristallinen Gesteinen zusammen die Breccie zusammensetzen, so dass es auf den ersten Blick schwer ist, die Sedimentnatur zu erkennen (Taspinit von HEIM). Auf Plaunatsch kann diese Ausbildung besichtigt werden.

Auf dem Wege dorthin und auf dem Rückwege kommen auch schon die Gesteine der Brecciendecke zur Beobachtung. An der Basis liegt meist eine leuchtend gelbe *Rauchwacke*, häufig mit Dolomit-, Quarzit-, und roten und grünen Schiefer-Komponenten. Vielfach ist sie mit Gips vergesellschaftet. Daneben findet sich ein weislicher, orange anwitternder Dolomit („Rötidolomit“), „Quartenschiefer“ und verschiedene Dolomite, Marmor und Schiefer. Die dunklen Kalke des Rät, die die Trias nach oben abschliessen, sind hier nur in wenigen Stücken zu finden. Darüber folgen eine Reihe kalkiger und sandiger, schiefriger Gesteine, z. T. mit Kieselbändern, die hier zwar nur selten Fossilien führen, aber an anderen Stellen sich dem Lias zuweisen lassen. Ein heller, über diesen vorkommender Marmor stellt vielleicht Tithon dar. Darüber liegt das wichtigste Gestein der Decke: eine Breccie mit dunkler, kalkiger Grundmasse, aber fehlenden kristallinen Komponenten. Im Habitus entspricht sie genau der „brèche du télégraphe“, ist aber jünger als diese. Auf Plaunatsch führt die Breccie dunkle kieselige Kalke als Komponenten, die eine zahlreiche Mikrofauna aufweisen, darunter eine *Orbitulina*. Das Gestein gehört demnach mindestens der Oberen Kreide an. Crinoidenreste scheinen auf dieses Alter ebenfalls hinzudeuten.

Auf der Strecke Plaunatsch—Plaun Schumanet ist die Mächtigkeit der Brecciendecke sehr gering. Darum kann auf dem Wege auch schon die Basis der Rätischen Decke betrachtet werden. Unten lässt sich durchgehend ein etwa 15 m mächtiger Rofnaporphyr verfolgen. Darüber liegen geringmächtige Quarzite, Kalke und Dolomite, die vermutlich der Trias angehören. Über ihnen liegen die sehr mächtigen Schiefer. Unten sind sie als kalkige, manchmal konglomeratische Sandsteine zu bezeichnen, aus denen nach oben allmählich reine dunkle Schiefer und Kalke hervorgehen. In den Sandsteinen setzen meist auf, mehr oder weniger stark gepresst: Gabbro, Diabas, Variolith, Serpentin.

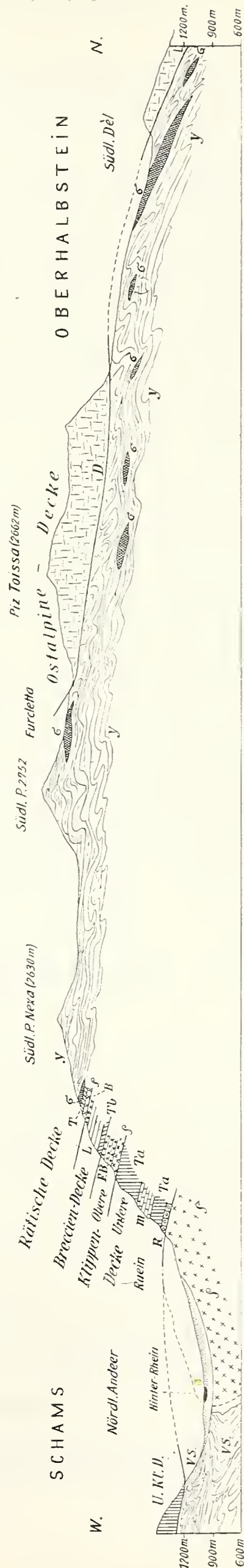


Fig. 1. Profil Schams—Oberhalbstein. 1 : 85 700.

o Rofnaporphyr. VS Viamalaser Schiefer = Kreide. U. Kl. D. Untere Klippendecke: R Rauchwacke. Ta Quarzit, Kalk, Schiefer = Trias u. Lias. m Weisser Marmor = Tithon. Obere Klippendecke: F. B. Falknisbreccie = Tithon. Brecciendecke: T Trias, L Lias, B Sedimentbreccie = Obere Kreide. Rätische Decke: T Trias. y Schiefer = Jura. σ Ophiolithe. Ostalpine Decke: D Dolomit.

An der Grenze der Rätischen und Breccien-Decke bewegt sich die Exkursion von Plaun Schumanet nach Alp Neza, Pl. la Turs, um an mehreren Stellen das charakteristische Durcheinanderstossen der Gesteine an der Grenze zu beobachten.

Auf Plaun la Botta liegen wichtige Aufschlüsse anschliessend an die mächtigen Gipsmassen der Brecciendecke. Die Decke erlangt hier in einer Mulde weite horizontale Ausdehnung. Zuerst passieren wir ein sehr schönes Profil durch Trias — Rötidolomit, Quartenschiefer, Dolomit —, Rät — dunkle blauschwarze Kalke, Tonschiefer und Dolomite mit zahlreichen Fossilien —, Lias — dunkle, meist kieselige Kalke mit *Gryphaea*, *Aeg. Jamesoni*, *Polym. polymorphus*, *Lytoceras*, *Phylloceras* und zahlreichen Belemniten. Darüber breiten sich leicht brecciöse Schieferkalke aus, die an zahlreichen Stellen dem Konglomerate der Oberen Kreide als Unterlage dienen.

Eine kleine Kuppe südlich der grossen Gipsmasse, schon ganz nahe an der Falknisbreccie, zeigt uns die Gesteine der Brecciendecke in stark zerquetschtem Zustande. Über sie legt sich ein isoliertes schwimmendes Stück der Rätischen Decke, das auf kleinstem Raume alle charakteristischen Gesteine — Porphyry, Trias, Schiefer, Ophiolithe — enthält. Gekrönt wird der Hügel von unregelmässig aufgelagerten dunklen Dolomiten, die der Ostalpinen Decke angehören. (Ostalpine Diploporendolomite sind von hier aus auch schon im Piz Gurschus im Süden zu sehen.)

Auf dem Wege zum Culmetpass werden noch einmal die Gesteine der Klippendecke passiert, die sich infolge einer Faltung herausheben. Der Passübergang selbst liegt in den jurassischen Schiefern der Brecciendecke. Am Grat zum Piz Curvèr erscheint dann sehr bald wieder die Rätische Decke mit den typischen Gliedern an der Basis. Die untere Grenze der Rätischen Decke senkt sich, wie auch die anderen Decken, im Val Foppa sehr schnell nach Osten. Westlich der Saluxeralp ist bisher zuletzt die Auflagerung des Rofnaporphyr auf der Brecciendecke beobachtet worden. Das Tal liegt von hier aus ganz in den Schiefern der Rätischen Decke, die sich auch von der Südseite vom Punkt 2676 südwestlich des Piz Martegnas schnell herabgesenkt hat. Im Piz Toissa baut sich ein schwimmender Teil der Ostalpinen Decke darüber auf. Erst östlich des Oberhalbsteins gelangt diese aber zu grösserer Bedeutung.

## Oberhalbstein—Oberengadin.

Von G. Steinmann.

Samstag, den 24. August.

Fahrt durch das Oberhalbstein.

Einige Literatur.

THEOBALD, G.: Geologische Beschreib. v. Graubünden (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz II 1863, III 1866).

WELTER, O.: Ein Beitrag z. Geologie d. Nephrits i. d. Alpen usw. (N. J. f. Min. etc. 1911, II, 86).

Geologische Karten.

Geol. Karte d. Schweiz, 1:100000. Bl. XV, XX.

Vgl. auch: Kartenskizze S. 422.

Topographische Karten.

SIEGFRIED Atlas: 1:50000. Bl. 426 Savognin, 517 Bivio, 518 St. Moritz, 520 Maloja. Überdruck Berninapass (517, 518, 520, 521).

Mit Ausnahme einer einzigen, ganz kurzen Strecke verläuft das Tal von Tiefenkaasel bis Bivio stets in Gesteinen des lepontinischen Deckensystems, in tonigen und kalkigen Schiefen, Marmoren, sowie in Radiolariten und ophiolithischen Gesteinen, letztere beide stets der rätischen Decke angehörig.

In der Mitte zwischen Tiefenkaasel und Conters aber wird das Tal durch einen mächtigen Klotz von Dolomit, Kalk und Rauhwacken gesperrt, den die Julia in enger Schlucht durchsägt hat, der Stein, der dem Tal oberhalb desselben den Namen gegeben. Hier biegt sich die Trias der ostalpinen Decke, die sonst auf der Ostseite des Oberhalbsteins mehrere hundert Meter hoch über der Talsohle bleibt, samt den darunter befindlichen Ophiolithen der rätischen Decke auf ganz beschränktem Raume tief hinab und findet auf der Westseite des Tales seine Fortsetzung in der gebogenen Platte des Piz Toissa, die als Klippe auf lepontinischem Gestein schwimmt (Fig. 1, S. 19). Dies örtliche Hinabtauchen des Ostalpinen ist offenbar eher als Folge des Abgleitens auf der weichen Schieferunterlage in das tief eingesägte Tal, denn als tektonische Erscheinung zu erklären.

Vom Stein bis Bivio besitzt das Tal einen ausgeprägt glazialen Stufencharakter. Auf den Kessel von Schweiningen—Tinzen (1180—1240 m) folgt der Stufenanstieg der Rofna (1240—1420 m), über diesem der mit Alluvionen gefüllte, breite Kessel von Rofna—Mühlen (1420—1460 m). Dann folgt die Stufe Mühlen (1420—1620 m) und oberhalb derselben das Becken von Cresta—Marmels (1620—1635 m), schliesslich von hier der Aufstieg in kleinen Stufen bis Bivio (1780 m).

In der Rofnaschlucht (besser aber an der alten Strasse sichtbar) herrschen Radiolarite und rote Tiefseeschiefer („Abyssit“) sowie Serpentin, dieser östlich von Rofna gut aufgeschnitten. Vor Mühlen ist das Tal in Schiefer und Grünschiefer eingetieft. Etwa 5 Minuten in der Val Faller aufwärts (die bei Mühlen einmündet) findet sich 50 Schritte nach der ersten Wegbiegung dicht über der Strasse das bekannte Vorkommen von Nephrit zwischen Serpentin und Spilit (WELTER). Schiefer, Radiolarite, Grünschiefer folgen hinter Mühlen; hinter Marmorera beginnt der bekannte grobkörnige Gabbro, der gut aufgeschlossen ist wo die Strasse auf die linke Talseite übergeht.

### Von Bivio nach Maloja (Oberengadin).

Das Tal des Oberhalbsteins wird vom Oberengadin durch das Juliergebirge getrennt. Dieses besteht aus Gesteinen der ostalpinen Decke (Juliergranit, Verrucano, Trias, Jura), unter denen die rätische Decke gegen Osten zu verschwindet.

Auf der Route des Julierpasses ist der Piz Barscheng der letzte Berg der rätischen Decke, schon von Auslegern des Verrucano bedeckt. Der östlich daran schliessende Piz Bardella enthält über einer Unterlage von kristallinem Schiefer Verrucano, Trias (mit Rätfossilien) und Lias (mit Fossilien). Weiter gegen Osten folgt eine breite Zone von Juliergranit fast bis Silvaplana. Auf dieser Linie taucht die rätische Decke erst im Osten des Sees von Silvaplana wieder hervor.

Ein zweiter Übergang ins Engadin verlässt die Julierstrasse etwa 1 Stunde oberhalb Bivio (2150 m), überquert das Juliergebirge im Pass von Gravasalvas (2684 m) und führt zum Silser See (1800 m) hinab. Hier ist die ostalpine Decke, namentlich auch der Juliergranit derselben schmaler, stellenweise sogar in isolierte Lappen aufgelöst, und die rätische Decke tritt in Form kleiner Fenster und beim Abstieg zum Silser See in grosser Mächtigkeit unter der ostalpinen zutage. Es gibt kaum einen zweiten Punkt in Bünden, wo die Deckennatur des Granits der ostalpinen Decke so überzeugend in die Augen fällt.

Der dritte Weg führt von Bivio nach Süden das Val Cavreccia hinauf bis zur Septimer Höhe (2311 m), von hier in östlicher Richtung über den

Longhinpass (2635 m) nach Maloja (1810 m). Hier umgeht man den Südweststrand der ostalpinen Decke, man bleibt immer in der rätischen und sieht die kristallinen Massen des Piz Gravalvas (ostalpin) als langgestreckten schmalen Ausleger auf ihr schwimmen.

Am Longhinpass und beim Abstieg von hier zum Longhinsee trifft man ausgezeichnete Kontaktprodukte des Serpentin an mesozoischen Kalken und Dolomiten (Vesuvian-Granatfels). Sowohl beim Abstieg vom Longhin- als auch vom Gravalvaspass nach dem Silser See durchquert man die rätische Decke in einer Mächtigkeit von etwa 800 m: Jurassische Schiefer (Radiolarit), ophiolithische Eruptiva, Triaskalke und -Schiefer, kristalline Schiefer und Maloja-Gneis (letzterer bei Maloja in Steinbrüchen erschlossen).

### Von Maloja nach Schuls (Fetan).

Sonntag den 25. August.

#### Literatur.

THEOBALD, G.: Geol. Besch. d. nordöstl. Gebirge v. Graubünden (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 2, 1863.)

— Geol. Karte d. Schweiz, 1:100 000. Bl. X, XV, XX.

ZOEPPRITZ, K.: Geologische Untersuchungen im Oberengadin zw. Albulapass u. Livigno (Ber. nat. Ges. Freiburg i. B. 16, 1906, 164—231, 3 Taf.).

#### Topographische Karten.

SIEGFRIED Atlas: 1:50 000. Bl. 520 Maloja, 521 Bernina, 518 St. Moritz, 427 Bevers, 428 Scans, 424 Zernetz, 420 Ardetz. Überdruckblatt: Ofenpass: (424, 425, 425 bis, 428, 429, 429 bis).

Von Maloja bis Sils quert man das ganze Profil der rätischen Decke von unten nach oben, dann verschwinden auf der linken Talseite die jüngsten Glieder, Ophiolithe und Schiefer, unter dem Kristallin der ostalpinen Decke; auf der rechten Talseite liegt die Deckengrenze aber erst am Nordende des Silvaplana-Sees gegenüber Silvaplana bei Surlei. Von hier bis Guarda, dicht vor Ardetz, erscheint kein Fenster im ostalpinen Deckensystem.

Das Tal verläuft bis unterhalb Bevers im Kristallin, aber zwischen St. Moritz und Samaden werden auf der linken Talseite auch höhere Glieder (Perm, Trias) sichtbar. Zwischen Bevers und Ponte beginnt das sehr verwickelte, von ZOEPPRITZ genau kartierte Gebiet der mesozoischen Züge, die von der Albula kommend das Tal in WO-Richtung queren. Verrucano, Jura (und auch Kreide) gewinnen hier auf einer Breite von ca. 14 km eine mächtige Entwicklung unter äusserst komplizierten Lagerungsverhältnissen, die offenbar durch Auftreten einer höheren ostalpinen Decke verursacht werden. Landschaftlich heben sich besonders die mächtigen weichen Liasschiefer (Allgäuschiefer) heraus im Gegensatz zu den schroffen Bergformen der Triasdolomite und des Kristallin. Bei Cinuskel tritt das Tal in das Kristallin des Pischagebirges ein, aber auf der rechten Talseite bleiben bis Zernetz die Perm-Trias-Sedimente darüber sichtbar. Nun folgt eine ganz kristalline Strecke bis zum Beginn des Unterengadin-Fensters bei Guarda. (Näheres siehe S. 442.)

### III. Unterengadin.

Von W. Pauleke.

Mit 1 Taf. (V) u. 4 Textfiguren.

#### Literatur für Engadin und Verwall.

O. AMPFERER und W. HAMMER: Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Jahrb. k. k. geol. R.-A. 1911.

A. ESCHER v. D. LINTH: Geolog. Bemerkungen über das nördliche Voralberg und einige angrenzende Gegenden. Denkschriften der allgem. schweiz. naturf. Ges. 1883.

- C. W. GÜMBEL: Geologisches aus dem Engadin. Jahrb. der naturf. Ges. Graubündens. XXI. Bd. Chur 1888.  
 — Geologisches aus dem Unterengadin und Westtirol. Verh. der k. k. geol. R.-A. 1887. 291.
- G. A. KOCH: Erläuterung zur geologischen Aufnahmekarte des Silvrettagebietes. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877. pag. 137. 202.  
 — Die Abgrenzung und Gliederung der Silvrettagruppe. Wien 1884.  
 — Die Verwallgruppe. Verh. der k. k. geol. R.-A. 1875. 226.  
 — Vorläufige Mitteilungen aus der Verwallgruppe. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1876. 187.
- W. PAULCKE: Geologische Beobachtungen im Antirätikon. Bericht d. naturf. Ges. Freiburg. 14. B. 1904. 257.  
 — Tertiär im Antirätikon. Zentr. f. Min. etc. 1910. 540.  
 — Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters. Verh. naturw. Ver. Karlsruhe 1910.  
 — Alpiner Nephrit und die Nephritfrage. XXIII. Bd. Verh. d. naturw. Vereinigung Karlsruhe. 1910. 77.
- W. SCHILLER: Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. u. II. Teil. Berichte d. nat. Ges. Freiburg. XIV. Bd. 1904. 138 und XVI. 1906. 126.
- G. STACHE: Die paläoz. Gebiete der Ostalpen I. Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1874. 135.  
 — Über die als Lias gedeuteten Kalke und Kalkschiefer südlich von Landeck im Oberinntal. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1872. 253.
- G. STEINMANN: Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. Bericht der naturf. Gesellschaft in Freiburg i. B. IX. u. X. Bd. 1894—1898. 215.
- STUDER: Geologie der Schweiz. I. Bd. Bern u. Zürich 1851.
- E. SUSS: Über das Inntal bei Nauders. Sitzber. d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien. Mathem. nat. Kl. CXIV. 1905. 699.
- P. TERMIER: Sur la fenêtre de la basse Engadine. Compt. rend. Ac. Sci. 1904.
- G. THEOBALD: Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz II. 1864.  
 — Unterengadin. Geogr. Skizze. Neue Denkschrift der Schweizer naturf. Ges. Bd. 17.
- CHR. TARNUZZER u. GRUBENMANN: Beitrag zur Geologie des Unterengadin. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz. N. F. 23. Lief. 1909.
- O. WELTER: Beitrag zur Geologie des Nephrits in den Alpen. N. Jahrb. f. Min. etc. 1911. 86.
- O. ZÜST: Über granitische und diabasische Gesteine der Umgebung von Ardetz. Inaug.-Diss. Zürich bei Markwalder 1905.

### Geologische Karten:

Geol. Karte d. Schweiz 1:100 000 Bl. X.

Geol. Karte d. Unterengadin v. GRUBENMANN u. TARNUZZER 1:50 000. (Beitr. z. geol. Karte der Schweiz N. F. 23. 1911). — Spezialkarte Nr. 58. Überdruckblatt: Unterengadin (416 bis, 417, 417 bis, 420, 421, 421 bis).

### Topographische Karten:

Siegfried-Atlas 1:50 000 Bl. 420 Ardetz, 421 Tarasp, 417 Samnaun, 417 bis Martinsbruck. Überdruckblatt: Silvretta-Muttler-Lischanna.

### Allgemeines.

Bei der Betrachtung einer geologischen Karte der Alpen fällt das nahezu vollkommen von kristallinen Massen umgebene Sedimentärgebiet des Unterengadin besonders durch seine Isoliertheit, durch den Mangel jeglicher sichtbaren Verbindung mit ähnlichen Gegenden auf.

Während die auf der rechten Innseite gelegenen Triasberge (ostalpinen Fazies) der Engadiner Dolomiten nahe Beziehungen und engen Zusammenhang mit den östlich davon gelegenen Triasmassen der Ortlergruppe aufweisen, zeigen die vorwiegend links des Inntals Raum gewinnenden Schieferberge (von Remüs-Nauders an greifen sie auch weit über den Inn hinüber) keinerlei sichtbaren Zusammenhang mit den Gegenden, welche von faziell ähnlichen Gesteinen erfüllt sind.

Erst die Deckenhypothese und die Auffassung des Unterengadiner Schiefergebirges, des Antirätikon als „Fenster“ ermöglichten es, dieses Gebiet als ein durchaus natürliches Glied in dem Gesamtbau der Alpen verstehen zu lernen. — Erosionsvorgänge haben hier die ringsum mächtig entwickelte ostalpine Decke mit ihren basalen Gneisen etc., sowie ihren normalen ostalpinen Sedimentärauflagerungen entfernt, so dass wir tief hinab in das freigelegte lepontinische Deckensystem blicken können (vergl. Fig. 1).

Der Fensterrand wird im Osten vom kristallinen Gebiet des Piz Nuna (Lavin-Zernetz) und von der Silvretta gebildet, im Nordosten und Norden vom Ferwall, welches die Verbindung von der Silvretta zu den Öztaler Alpen herstellt. Im Osten und Südosten umschliessen das Fenster die Öztaler Gneise; sie tauchen gegen Südosten unter die Trias der Unterengadiner Dolomiten, welche ihrerseits den Anschluss am Piz Nuna an die östlichen (bzw. südöstlichen) Gneise der Silvretta-Grialetschmasse gewinnen.

Der scharfe Gegensatz zwischen Schiefergebirge einerseits, und dem Dolomitgebiet auf der anderen Seite des Inn tritt dem Beschauer beim Eintritt in das Unterengadiner Fenster in überraschender Weise entgegen. Er ist so überaus scharf in die Erscheinung getreten, weil sich die Achse der Alpen hier sehr rasch gegen Osten senkt, um weiter östlich wieder anzusteigen; ob nur eine scharfe Einmündung vorliegt, oder ob, etwa der Innlinie folgend, auch Bruchbildung vorliegt, ist schwer zu entscheiden, zumal etwa vorhanden gewesene Brüche von den Massen der Engadiner Dolomiten sekundär überschoben sein können.

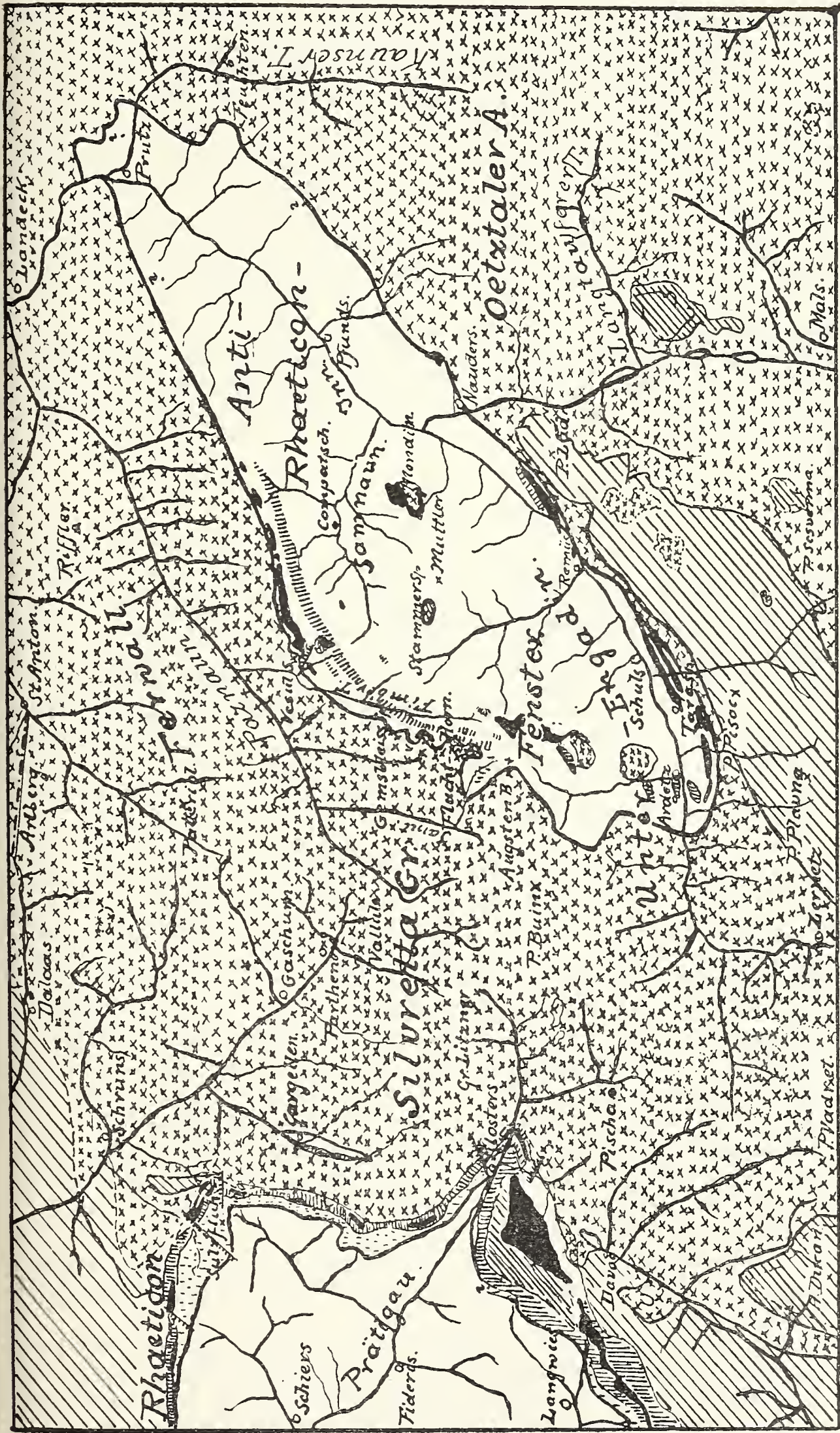
Das grosse Engadiner Fenster zeigt nun randlich verschiedene, tiefe und sehr charakteristische Einbuchtungen nach Osten, die ich als Nebenfenster bezeichnete. Eines derselben erstreckt sich durch die Lücke zwischen Piz Cotschen und Piz dellas Clavigliadas bis in die Talsohle der Val Tuoi. Hier dokumentiert sich vorzüglich die überschobene Lagerung des Piz Cotschen. (Taf. V. Fig. 3.) In das zweite grosse Nebenfenster gelangt man durch die Lücke zwischen Augstenberg und Fluchthorn (über den Futschölpass), von wo aus die lepontinischen Sedimente ca. 4 km weit unter die Gneisberge der Silvretta im Inntal untertauchen. (Taf. V Fig. 1.) Ein drittes kleines Nebenfenster erstreckt sich ins Laraintal, ein viertes ins Velil.

Die Fensternatur des Antirätikon wird besonders durch folgende Tatsachen bekräftigt:

1. Wir finden die wichtigsten Deckenelemente wieder, wie in entsprechenden Gegenden der westlichen Mittelbündner Gebiete.
2. Die ostalpine Decke ist durch Gneise und Trias ostalpiner Fazies vertreten. Von letzterer liegt u. a. eine isolierte Überschiebungsscholle (Stammer-spitz) mitten im Fenster.
3. Die rätische Decke wird von Gabbro, Serpentin mit Nephritgängen, Diabasen und Schiefen gebildet. Als charakteristische Gesteine der Breccien-decke sind besonders die Liaskalke des Antirätikon zu nennen. Die Klippendecke ist vermutlich durch helle, weissliche bis rötliche Kalke und Falknis-Breccien-ähnliche Bildungen, sowie durch Granite vertreten.

Unter diesen Gebilden liegen die z. T. als tertiär nachgewiesenen Schiefermassen der Bündnerdecke, für welche feine Breccien mit und ohne Crinoidengehalt (Roz Breccie) charakteristisch sind, die ich der Niesenflyschzone und den





NW-1910.







-  Mesozoische Gest. d. Ostalp-Decke
-  Kristalline Gest.
-  Bas. Eruptiva d. Rhaetischen Decke
-  Mesozoische. Maenz. Flysch-Gest. d. Bündner Decke.
-  Gesteine der Breccien-Decke.
-  Gesteine der Alippen-Decke.

Fig. 1. Vorläufige Kartenskizze des Unterengadiner Fensters und seiner Nachbargebiete. (Deckenbezeichnung am Stammer, Clüinas etc. und Mondin ist unzutreffend.) Aus PAULCKE: Beitr. z. Geol. d. Unterengadiner Fensters. Verhandl. Naturw. Vereins Karlsruhe 1910.

oberen Prätigauschiefern gleichsetze, darunter folgen die basalen Bündnerschiefer (STEINMANN'S Schieferdecke), die im Gebiet des Fensters einen höheren Grad von Metamorphismus aufweisen. Die Trias des Stammer ist mit den Triasschollen von Compatsch—Cherus—Blauwand zu verbinden und repräsentiert einen zwischen Bündnerdecke und Schieferdecke liegenden Deckenkomplex (Stammerdecke).

Im Norden des Gebietes ist die Lagerung der Decken im allgemeinen die normale, desgleichen im Süden, während besonders im Osten (Clünas-Minschun-Nair) auffallende Unregelmässigkeiten auftreten, welche in Schuppungs- und Durchstechungsvorgängen ihren Grund haben dürften.

Die schwimmende Lagerung der ostalpinen Decke erkennt man am besten an den Randgebieten der Silvretta, besonders an den Nebenfenster-rändern, wo in vorzüglicher Weise ersichtlich ist, wie Gneis diskordant auf gequälten Flyschschichten liegt. Krone, Fluchthorn etc. (Tafel V.)

Zahlreiche sekundäre Komplikationen, wie Schuppungen, die stark akzentuierte periklinale Lagerung der Fenstersedimente gegen die Umrandung, kleinere Querverschiebungen etc. dürften als die Folge gebirgsbildender Vorgänge zu deuten sein, welche nach dem grossen regionalen Überschiebungsvorgang das Gebiet erneut erfassten.

### Fahrt Giarsun—Ardetz—Fetan.

Bald hinter Scans bei Cinuschel tritt die Poststrasse in kristalline Gesteine ein, in denen sie bis dicht hinter Giarsun unterhalb Guarda am Eingang des Magnacun-Tunnels bleibt. Es handelt sich vorwiegend um Glimmerschiefer, rotbraune Zweiglimmergneise, Gneisquarzite und Amphibolite. — Bei der Strassengabel vor Magnacun stehen Schiefer und ein heller Dolomit an, wie er sich noch mehrfach unterhalb Guarda findet. In der Nähe des Stationsgebäudes finden sich Reste der rhätischen Decke in Gestalt von Spilitschiefern. Beim Tunnelportal von Magnacun beginnt eine grosse, wie Tunnelbegehung erwies, in sich zerrüttete Bergrutschmasse aus Gneis und Amphibolit, welche bei Wahl der Tunnelstrasse als anstehend angenommen war, während sie tatsächlich z. T. sicher auf Grundmoränenmaterial aufruht, und sich in dauernder Bewegung befindet, was auch durch die mehrfach notwendig gewordenen früheren Strassenverlegungen dokumentiert wird. — Bei der Station vor Magnacun tritt die Strasse in das Gebiet des „Fensters“ ein, dessen Schiefergesteine auch südlich des Inns anstehen; nördlich desselben erscheinen sie bei der Station und bei St. Steiven in Gestalt von grauem phyllitischem Bündnerschiefer, während etwas weiter östlich Gips, sowie rote und grüne Schiefer sichtbar werden. — Bei Val Prauost stehen rote und graue Bündnerschiefer an, die ich als den alttriadischen Anteil der Schieferserie deute. — Handstücke aus dem Tunnel haben mir neben Ton- und Kalkschiefern Crinoidenbreccien geliefert, welche denen des Zuges vom Muot del Hom entsprechen, die mit 20—24° südwestlichem Fallen unter die Gneise der ostalpinen Decke einschliessen. Das Alter dieser Schichten ist durch Fossilien bis jetzt noch nicht festgestellt; nach den Schlibfbildern und der Vergesellschaftung von Bryozoen mit Crinoiden glaube ich auch diesen Hauptkomplex dieser Bündnerschiefer der Kreide und dem Tertiär zuweisen zu müssen. Beweise für liasisches Alter liegen nicht vor.

Von den charakteristischen basischen Gesteinen der rhätischen Decke finden sich ausser bei Station Giarsun - Guarda in Blöcken an der Strasse bei St. Steiven Spilite.

Bei der Annäherung an Ardetz erblickt man die mächtigen Schollen aus Trias und Liasegesteinen, welche auf sehr verschiedener Unterlage, stets in anormalem Überschiebungskontakt ruhen. Die Ruine Steinsberg erhebt sich auf einem mächtigen Klotz von rötlichem Crinoidenkalk (Steinsbergkalk), der unbestimmbare Brachiopoden und Belemniten führt. Ich setze diesen Horizont den liasischen Crinoidenkalken des Fimbertales gleich, welche dort der Breccien-

decke zugehören dürften. Die Dolomitklötze bei Ardetz entsprechen grösstenteils dem Hauptdolomit, z. T. werden sie dem Muschelkalk zugerechnet. Auch Dolomitbreccien sind vorhanden. Teils ruhen diese regellos verstreuten Massen auf Schieferunterlage, teils auf Sericitphylliten oder Granit.

Die Strasse Ardetz-Fetan führt durch diese stark glazial modellierte Lias-Triasschollen-Landschaft durch, passiert einen aus der Val Tasna herabstreichenden Sericitphyllit-Zug, den GRUBENMANN als eine aus der quarzporphyrischen Randfazies des Tasnagranites hervorgegangene schieferige Breccie deutet. Der Tasnagranit, in dem sich die Fahrstrasse an den Flanken der Val Tasna (Rundhöcker bei Bellezza) bewegt, ist ein sehr variables Gestein, welches teils Juliergraniten teils Albulagraniten ähnelt. Wir stehen vor der Frage, ob dieser Komplex der Ostalpinen, oder der Klippendecke zuzuweisen ist, bei welcher auch die dem Granit aufruhenden Sedimente des Mot del hom und Clünas mitzusprechen haben. (Tafel V. Fig. 3.) Östlich Resgia z. T. gneisartige Gesteine anstehend. Bei Ruina Umbrain findet sich eine Gneisglimmerschieferscholle, unterhalb derselben Serpentin, dann erscheint an der letzten Wegbiegung vor Fetan ein Felskopf an der Strasse, der aus einem überaus zähen splitigen Gestein besteht. — Im Gebiet von Fetan befinden wir uns in einem von starker Moränendeckung verhüllten Gebiet mit wenigen, schlechten Aufschlüssen in den grauen Kalk- und

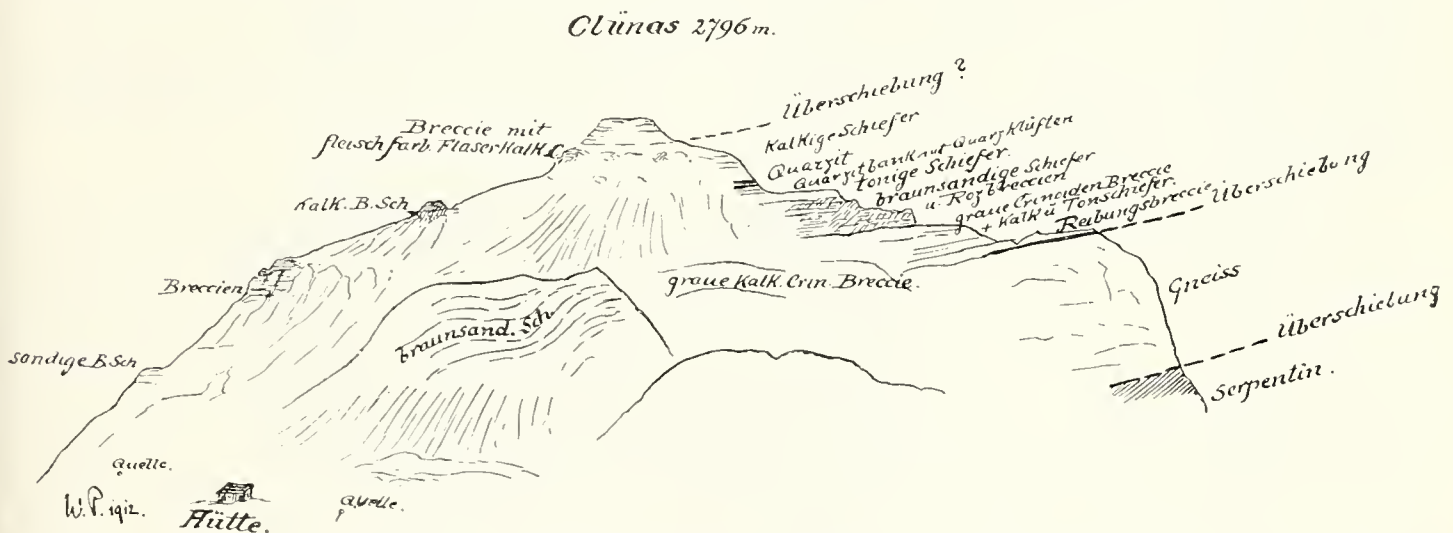


Fig. 2. Ansichts-Skizze des Clünas von SO.

Tonschiefern der Bündnerserie, welche z. T. auch feinkörnige Breccien (Strasse Fetan—Schuls) mit gelblichen Dolomitkomponenten enthalten. — Gabbrodiorite, Gabbroaplite, Serpentine zeigen, dass vielfach basische Eruptiva in diesem Komplex eingeschaltet sind.

### Fetan—Heidelberger Hütte.

Marsch Fetan—Mot del hom—Clünas—Piz Minschun—Piz Tasna—Heidelberger Hütte: event. direkt Fetan—Fuorcla Nair—Piz Tasna—Heidelberger Hütte. Tafel V. Textabb. 2.

Der erste Anstieg von Fetan nach Norden führt über glazialbedeckte Matten und durch Lärchenwald. Am Mot del hom ist der Tasnagranit von sandigen Schiefen und Breccien mit kleinen Dolomitkomponenten, sowie von Kalkbreccien und Quarzit überlagert. Im SO. findet sich ein Liasbreccienartiges Gestein, sowie eine Kalkbreccie mit sericitphyllitischen Komponenten, die man als Falknisbreccie deuten könnte. Auf der GRUBENMANN-TARNUZZERSCHEN Karte ist dieses Gebiet unzutreffend dargestellt; südl. Plütschessa steht kein Granit an, sondern es finden sich Schiefer und Breccien, die ich z. T. der Kreide und dem Tertiär zuweisen möchte. — Es scheint hier eine Transversalstörung in NW-SO-Richtung südwestlich Plütschessa durchzuziehen, bei der Granit gegen Schiefer abstösst.

Auch die ganze Südflanke des Clünas besteht nicht, wie GRUBENMANN-TARNUZZER es zeichnen, aus Gneis und Granit, sondern aus einer Serie von sandigen

und kalkigen Bündnerschiefern, sowie von Tertiär- (Roz-) Breccien und -Quarziten. Am Nordgrat stehen Breccien mit grauen Kalkbrocken und grünen, kristallinen Komponenten (Granit etc.) an, die als Falknisbreccie gedeutet werden könnten; m. A. n. liegt eine Reibungsbreccie vor. Das Gleiche gilt Breccien der Gipfelkappe des Clünas mit fleischfarbenen Flaserkalken als Komponenten, für welche die Deutung als Tithonäquivalente naheliegt. Nordöstlich ruht die Clünasserie auf Serpentin und Gneis.

Diese Vorkommnisse am Mot del hom und Clünas könnten auf Grund der Falknisbreccienartigen Bildungen als Vertreter der Klippendecke gedeutet werden, von welcher sonst ähnliche Gebilde im Bereiche des Antirätikon bis jetzt nur im Futschöltal zwischen Futschölpass und Jamtalhütte gefunden wurden. Wir stehen hier vor dem Dilemma — wenn wir dem Schema folgen wollen — ob wir der Lagerung nach (über den basischen Eruptiven von Schlivéra — Alp Champatsch) diese Zone als ostalpin deuten wollen, oder ob wir sie als tektonische Äquivalente der Klippendecke (cfr. Plasseggengranit etc.) aufzufassen haben, wofür stratigraphische Erwägungen sprechen. — Auf jeden Fall liegen im Westen des Fensters tektonische Komplikationen vor, welche auf Schuppungen und Durchstechungen stärkster Art hinweisen, wodurch ein Durcheinanderwirren der verschiedenen Deckenelemente stattgefunden hat, sodass wir hier lokal völlig abnorme Reihenfolge der Decketeile haben. Man ist versucht anzunehmen, dass die mechanisch widerstandsfähigen, starren Granite und Gneisse, welche von Reibungsbreccien begleitet sind, durch die weichen Schiefermassen als Schubschollen durchgepresst wurden. — Östlich am Minschun sind auch einige kleinere Querbrüche erkennbar.

Der Aufstieg zum Piz Minschun führt — nach kurzem Abstieg vom Clünas (2796) durch ein Kar am Lei Minschun vorbei. Etwa am Joch zwischen den genannten Gipfeln liegt die Basis einer der Schuppenüberschiebungen, welche den Bau des Piz Minschun charakterisiert. Der Berg baut sich aus groben Minschunbreccien (mindestens kretazisch, wahrscheinlich Tertiär) und feinen Rozbreccien (Tertiär) auf, welche mit grauen und braunsandigen Schiefern, sowie Tonschiefern, wechsellagern. Die klar erkennbare Schubfläche der obersten Schuppe ist (von W. und O. ansteigend) nö. von P. 2848 erkennbar, kurz bevor man auf der üblichen Anstiegsroute den südwestlichen Grat erreicht; hier trennt grüner Sericitphyllit die unteren von der oberen Schuppe. Für das liasische Alter der Minschungesteine, von dem GRUBENMANN und TARNUZZER sprechen, fehlt jeglicher Beweis. Verrucano und Trias sind mehrfach z. B. über dem Gneiss an der Basis der Minschunschuppen vorhanden.

Vom Gipfel des Minschun eröffnet sich ein überaus instruktiver Überblick über die nähere und weitere Umgebung. Besonders klar tritt die kristalline Umrandung des Fensters am P. Cotschen—Piz Urschai—Augstenberg—Fluchthorn dem Beschauer entgegen. (Taf. V. Fig. 3 u. 4.) Die Überschiebungsgrenze der ostalpinen Decke liegt fast genau an der Basis der Steilabhänge der Gneisberge. Auf der Karte von GRUBENMANN-TARNUZZER ist sie durchweg etwa 2—300 m zu tief gezeichnet und östlich des P. 2760 und 2776 am Futschölpass steht überhaupt kein Gneis mehr an, wo ihn diese Autoren zeichnen. Im Norden erhebt sich dicht unter dem Minschun die düstere Serpentinmasse des Piz Nair 2971, welche weiter südlich den Minschun unterteuft.

Über der Nairmasse baut sich der tektonisch wie stratigraphisch dem Minschun entsprechende Piz Tasna (3183) auf, dessen Schichten fast genau westlich fallen.

Der Abstieg vom Piz Minschun erfolgt über den Nordostgrat. Bald werden die schon von weitem heraufleuchtenden grauen Kalke und Breccien erreicht, welche m. E. das normale Liegende der tertiären (eventl. z. T. mittel-oberkretazischen) Minschungesteine darstellen. Es sind durch Orbitulinen einwandfrei als Kreide gekennzeichnete, überall leicht wieder erkennbare Gesteine (Bündnerkreide = Urgoaptien) von Davò Jarvò und Muot da Lais, welche von

GRUBENMANN-TARNUZZER als Lias kartiert wurden. Die von den genannten Autoren im Norden und Osten gezeichnete Überschiebungsgrenze existiert nicht.

An der Südbasis des Piz Nair findet sich im Serpentin Ophicalcit; ausserdem steht eine kristalline Reibungsbreccie an.

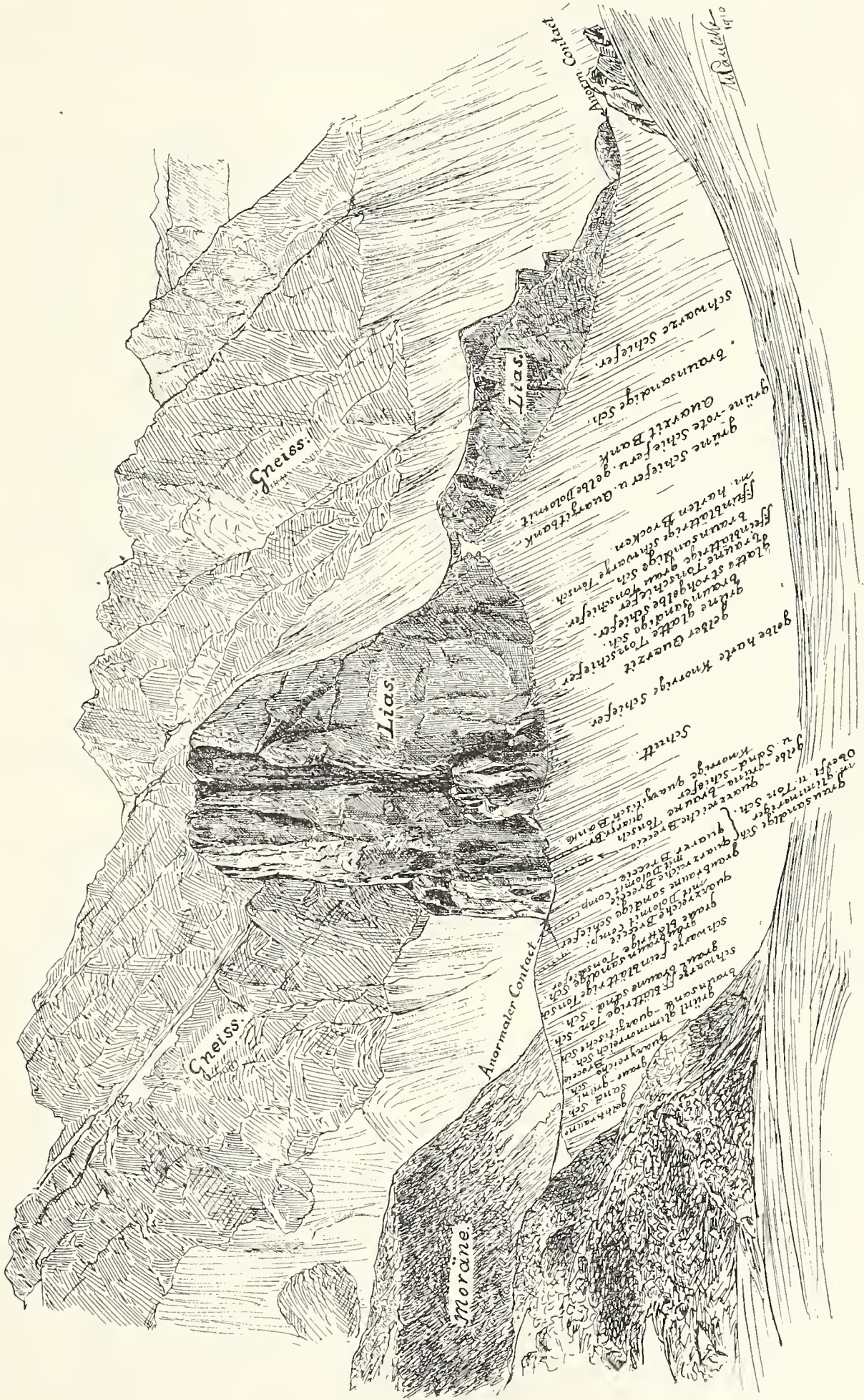


Fig. 3. Ansichtsskizze der Lias-Scholle von Larain, darüber im Hintergrund Gneisdecke der Silvretta.

Aus der nördlichen Karmulde des Piz Minschun gewinnen wir, stets auf Bündnerkreide gehend, östlich des Piz Nair, welcher dunkelgrün und rotbraun verwitterte Serpentinshutthalden herabsendet, die grosse Karmulde, welche nördlich vom Piz Tasna begrenzt ist, und erreichen über Halden und Stufen

den Ostgrat dieses Berges (Rozbreccien und Orbitulinenkreide). Wir können von hier aus das Streichen der Gebirgszüge des Piz Fatschalba, Piz davo Lais, wie des Piz Tasna in grossem Bogen nach NO. verfolgen in die Gegenden des Piz Roz — Vadret — Chamins, wie die des Piz Champatsch gegen Stammer und Muttler. — Je weiter wir nach NO. kommen, desto feiner und seltener werden die Breccien, die am Minschun bis zu kopfgrosse Komponenten enthalten. Die schon vom Minschun sichtbare Triasscholle des Stammerspitz, welche auf jungen Schiefen und Breccien schwimmt, ist vom Tasna besonders gut zu sehen.

Der Abstieg erfolgt gegen Fuorcla Lavèr, wo 3 Liasschollen der Brecciendecke den Breccien und Schiefen der Bündnerdecke aufrufen. Nach Verlassen des Fimbergletschers erblickt man beim Marsch durch das mit Moränenschutt erfüllte Tal bei Davò Diou zur Rechten wie zur Linken vereinzelte Schollen der Brecciendecke (P. 2689, P. 2627), welche z. T. nur Lias, z. T. auch Triasglieder und Verrucano enthalten.

Im Kessel der Auà naira vereinigt sich die nördliche Firmulde des Piz davo Lais mit der des Fimbergletschers. Der Fimberbach, welchen wir zur Rechten lassen, durchschneidet Flyschgesteine der Bündnerdecke. Zur Linken über uns sehen wir den mächtigen dreizackigen Gipfelbau des Fluchthorns, welches mit verkehrt gelagerter ostalpiner Trias auf die jungen Flyschschiefer überschoben ist, die jenseits im Futschöltal wieder unter den Gneisen hervortreten, sodass fast der ganze Fluchthornbau, einschliesslich Zahnschneidspitz und Krone, deutlich erkennbar „schwimmt“ und nur durch ein schmales Verbindungsstück mit der Gesamtmasse der Silvretta (gegen den Schnapfenspitz) zusammenhängt. (Taf. V. Fig. 1. u. 2.)

Auf dem Weg zur Heidelberger Hütte folgt man deutlich hervortretenden alten Mittelmoränenrücken des Fimbergletschers, dessen Erratikum weit talab im Fimbertal verfolgbar ist und leider die Hänge stark verhüllt.

Bei der Heidelberger Hütte, wie westlich derselben am Gehänge, fallen besonders die wie von Zyklopfäusten verstreuten Liasschollen der Brecciendecke auf; Gryphäen, Arieten ex aff. Bucklandi stellen das unterliassische Alter, wenigstens der basalen Teile dieser Deckenreste fest.

Bezeichnend ist, dass fast jeder Liasklotz auf anderer stratigraphischer Unterlage ruht, teils diskordant, teils sekundär konkordant eingeschlossen. Wir haben es hier offenbar mit zerrissenen Massen der Brecciendecke zu tun, welche mitgeschleppt, über sie fortgeschoben, in ihre neue Unterlage eingeknetet oder durch dieselbe durchgepresst wurden. (Taf. V. Fig. 4.) Vom oberen Fimbertal an lässt sich dieser Liaszug in grossem Bogen nach NO. in das Samnaun hinüber verfolgen.

#### Heidelberger Hütte—Compatsch.

Marsch Heidelberger Hütte—Fimbertal—Greitspitz—Alp bella—Compatsch. Beim Marsch durch das Fimbertal nach Norden gehen wir stets nahe der Westgrenze des Unterengadiner Fensters und sehen dessen kristallinen, ostalpinen Deckenrand (z. T. mit Triasbasis; am Gamsbleisspitz etc.) überall in anormalem Überschiebungskontakt mit Flyschgesteinen. Die Liasschollen von Larain kommen bis in das Tal, und etwa beim Turratsch überschreitet der Liaszug den Bach und steigt jenseits unterhalb des Piz da Val Gronda und Pellinkopf—Höllenspitz gegen den Grenzkamm empor, jenseits dessen in kleinen Schollen, schon am Innern Vider-Joch, in grösseren Massen am Greitspitz Lias ansteht. Überall liegt der Lias in Gestalt zerrissener, isolierter Schollen wie verstreut auf seiner Unterlage und tritt erst bei der Langen Wand und dem Greitspitz, weiter östlich bei der Kirche (Küche) und Malfrag in geschlossenen Zügen, z. T. sekundär regelmässig antyklinal gefaltet, auf. (Fig. 3.)

Nördlich des Bodenwirthshauses überschreitet die ostalpine Decke den Fimberbach und zieht gegen Parditscher Grat-Vesulspitz; auch dort von ostalpiner Trias unterlagert.

Von hier aus führt der Weg über die Patznauner Thaja an einer Lias-  
scholle (P. 2261) vorbei ins obere Idtal und jenseits desselben zum Greitspitz  
empor. Hier erblickt man ein überaus kompliziertes Schuppenpaket von Tertiär-

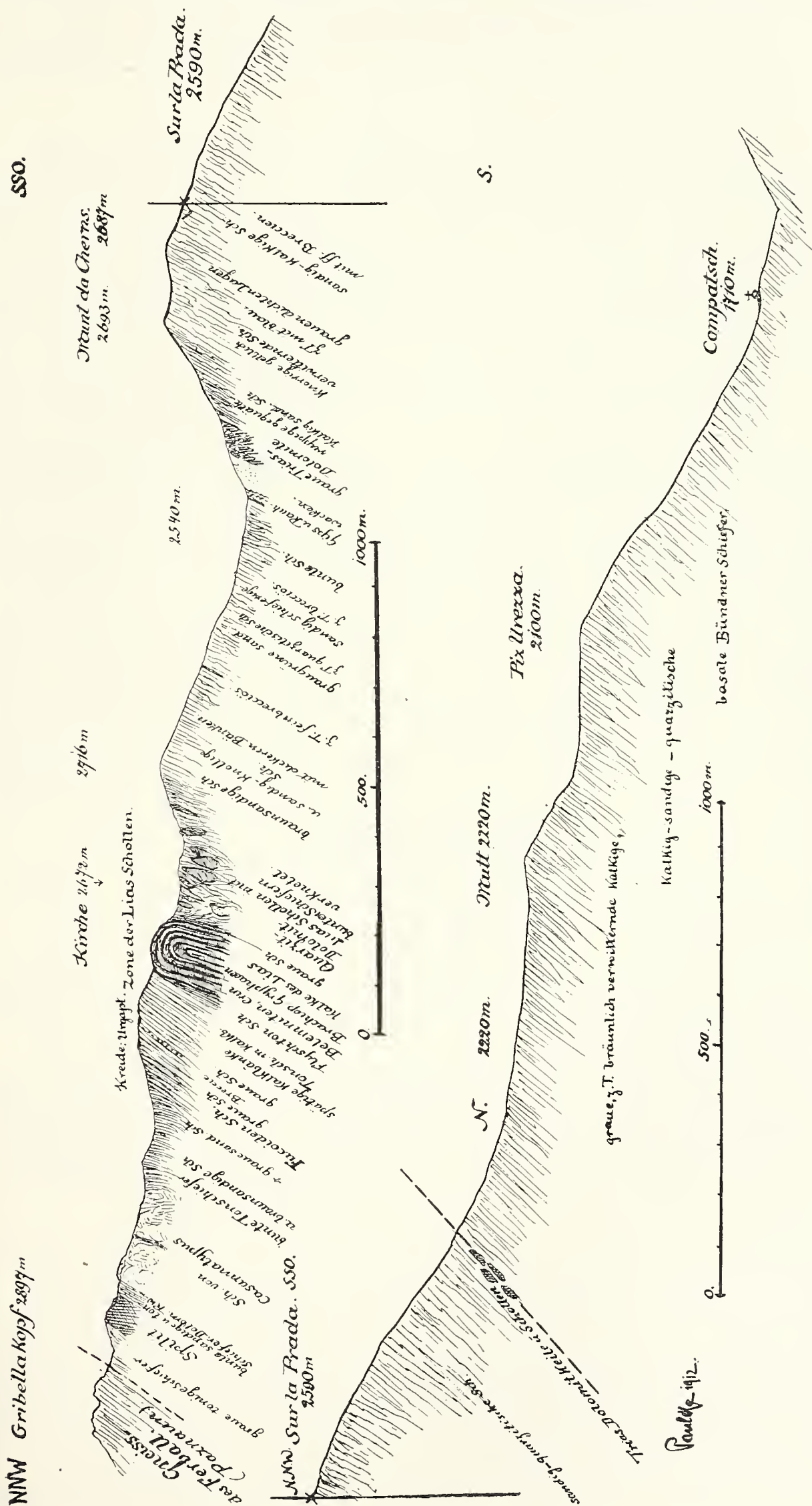


Fig. 4. Profil-Skizze Gribellakopf — Cherns — Compatsch.

schichten, Kreide, Gneis, Triasdolomit, bunten Schiefern, Quarzit und Lias zwischen der Langen Wand und dem Greitspitzgipfel.

Während beim Eintritt in die südwestliche Ecke des Unterengadiner Fensters deutliches Südwest-Fallen der Schichten erkennbar war, hat sich das Fallen mit dem bogenförmigen Umbiegen des Streichens nach Nordosten mehr und mehr über W. nach Nordwesten gerichtet, d. h. es ist im allgemeinen gegen die kristalline Umrandung des Fensters gerichtet.

Diese Tatsachen, die starken Schuppungen und Durchpressungen der Decken in sich, wie verschiedener Decken durcheinander, und der im grossen und ganzen periklinale Bau der Fenstergesteinmassen, veranlassten mich, folgende tektonischen Vorgänge anzunehmen. Zuerst erfolgte der regionale Überschiebungsvorgang, bei dem bereits wegen der petrographischen Beschaffenheit der beteiligten Massen, insbesondere wegen des starken Gegensatzes zwischen den harten, basischen Eruptivgesteinen, Graniten, Liaskalken (in Hierlatzfacies) einerseits, und den weichen Schiefermassen andererseits, Dislokationskomplifikationen auftreten konnten, deren Ausmass nur schwer oder gar nicht feststellbar ist. Nach der Überschiebungsphase folgte ein zweiter Zusammenschub, dem natürlich schon Erosionsvorgänge vorangingen, bei denen die hoch emporgewölbte ostalpine Masse z. T. abgetragen war, sodass lokale Entlastung stattgefunden hatte. Folge dieses Zusammenschubs war stark konzentrische Zusammenstauchung mit Schuppenbildung, Durchstechungen, Entstehen von Querstörungen etc., kurz Bildung der für das Unterengadiner Fenster so charakteristischen verworrenen Lokaltektone, deren Komplifikationen am Südrand des Fensters stärker sind als am Nordrand, und die am stärksten in den „Ecken“ erscheinen, in denen auch die Streichrichtung ändert.

An der Nord- bzw. Nordwestgrenze des Fensters erscheinen auch die Decken in normalerer Reihenfolge:

Oben ostalpine Decke mit verkehrt liegender Trias an der Basis (Vesulspitz); darunter Schiefer, Diabase, Spilite, Serpentine, Gabbro der rätischen Decke; darunter besonders Lias, Trias, Gipse, Quarzite, Dolomite und Schiefer, sowie Crinoidenbreccien der Brecciendecke; darunter Schiefer und Breccien der Bündnerdecke; darunter Trias der Stammerdecke; darunter basale Bündnerschiefer, z. T. mit basischen Eruptiven (Schieferdecke). — Die Stammerdecke erscheint in den Nordhängen des Samnauntales, wo sich bei Chè d'Mott ein Gips einfindet, in dessen nordöstlichem Streichen ich mitten in den Schiefermassen helle Dolomitkeile mit herbstlaubfarbenen Schiefern etc. als Basis (wie die Trias am Stammerspitz) entdeckte, die weiter im Nordosten am Fliesserberg und Frudigerkopf stark anschwellen, und eine Schubfläche dokumentieren, welche sich mit der unter die Bündnerdecke des Piz Roz gerichteten Stammertrias verbinden lässt.

Bei Verfolgung des Nordostgrates vom Greitspitz trifft man über der Brecciendecke die rätische mit Serpentin, Nephritgängen in demselben, Diallaggabbro, Diabasgesteinen, welche am Flimspitz eine von ostalpinem Gneis überdeckte Schuppe bilden, nördlich welcher nochmals, am Bürkelkopf, Gabbro-, Serpentin- und Diabasgesteine folgen, auf denen dann die geschlossene ostalpine Decke der kristallinen Ferwallgruppe (Vesulspitz) liegt.

Südlich des Flimspitz zieht der mächtige, von verrukanoartigen Gesteinen begleitete Gipszug von Salàs, welcher aus dem Fimbertal vom Piz Savo Sassé über Zebles südwestlich bis nordöstlich herüberstreicht (? Klippendecke). Reste der rätischen Decke sind weit über das Gebiet von Salàs in Einzelvorkommnissen zerstreut, und auch hier gilt der Satz, dass viele dieser Überschiebungsreste oft auf anderer Unterlage aufruhren, bzw. in andere Gesteine eingeschuppt erscheinen. Südlich der Schwarzen Wände (Bürkelkopf) liegen mächtige Blockmassen des letzten Rückzugs (Kar-Phase) der letzten Eiszeit; weit über Alp „trida“ ist das Diabasmaterial des Bürkelkopfgletschers nach Südosten getragen worden und bedeckt mit scharf begrenzten Seitenmoränenzügen und als Feldmoräne diese



„rauhe“ Alp bis zu den Ställen von Alp bella, wo erratische Spilitblöcke von riesigem Ausmass liegen. Beim Abstieg von Alp bella nach Compatsch durchschreitet man die basalen kalkigen und quarzitäen Bündnerschiefermassen, deren Alter bis jetzt noch nicht durch Fossilfunde festgestellt werden konnte. (Fig. 3). Die hellen, oben erwähnten Dolomitkeile sind südwestlich und nordöstlich des verengten Tales oben an den Hängen sichtbar.

### Weg Compatsch—Spissermühle—Finstermünz.

Das Hochtal des Samnaun ist in graue, kalkige, tonige und vielfach quarzitäe Schiefer der Schieferdecke eingesenkt; ein typisches Glazialtal mit gut entwickelten Terrassen, welche sich talaus über Spiss, Gstalda und Noggls gut verfolgen lassen; der Steilabstieg nach Spissermühle und zum Pfandshof (Erddpyramiden) ist bedingt durch die Einmündung von alten Nebengletschern (nördlich aus dem Malfrag-Zandertal, südlich aus der Val Sampoier). Bei Noggls enden die glazialen Schultern des Samnauner Hängetales, welches ungefähr 400 m über der jetzigen Inntalsole hängt, und in das der Schalkelbach seine tiefe kañonartige Schlucht eingerissen hat. Viele grosse Spilitblöcke vom Piz Mondin erfüllen das Bett des Bergbaches. Südlich erhebt sich der zerrissene Gipfelbau des Mondin, der fast ganz aus Diabasgesteinen und Grünschiefern besteht, deren Lagerung die Annahme von AMPFERER und HAMMER wahrscheinlich macht, dass wir es hier — falls nicht Durchpressung vorliegt — mit Eruptivmassen zu tun haben, welche den basalen Bündnerschiefern angehören, und die mit den Grünschiefern von Rauth, Weinberg, sowie den Vorkommnissen östl. des Inns zusammenhängen. Die neue Samnaun-Strasse, welche bei Spissermühle den Schalkelbach überschreitet, führt stets an der Basis des Mondin entlang und quert stark dynamisch beeinflusste, kalkige, tonige und quarzitäe Bündnerschiefer von grosser Monotonie. Charakteristische Breccienhorizonte sind bis jetzt hier noch nicht gefunden worden, doch werden solche vielleicht beim genauen Studium der neuen Aufschlüsse an der fertig gestellten Strasse noch entdeckt werden können.

## Pfunds—Landeck.

Von Dr. W. Hammer.

(Mit Fig. 1.)

Literatur: AMPFERER, O. u. HAMMER, W., Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen etc. S. 574—604 (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 61. 1911).

Diese Strecke bietet wenig Gelegenheit zu besonderen Beobachtungen, da Inn und Strasse nahe parallel zum Streichen der Schichten verlaufen: es sind die Bündnerschiefer, welche den innersten Teil der Antiklinalwölbung bilden. Bei Pfunds stehen die höchst kristallinen Teile derselben an (Kalkglimmerschiefer, stark gefältelt). Bei Tösens wird die Antiklinalachse gequert, von nun ab liegt alles Nordwest fallend.

### Ried—Pontlatz (Fig. 1).

Von Ried an wendet sich der Inn gerade nach Norden und durchbricht auf der Strecke bis Pontlatz die ganze Schichtfolge im Norden der Antiklinale bis zu den Gneisen der Silvretta; beide Flanken des Prutzer Talbeckens geben gute Aufschlüsse über den komplizierten Bau dieser Region: es ist die Fortsetzung jener tektonischen Zone, welche die Exkursion von Fetan bis Compatsch durchquert hat, ein Packet von schuppenartig übereinanderliegenden, gleichsinnig steil gegen Norden bzw. Nordwesten abfallenden Gesteinszügen mit mehrfachen Wiederholungen derselben Formationen, vielfach mit den Anzeichen intensivster mechanischer Beanspruchung. Der Lias, die Flyschschiefer und die kretazischen

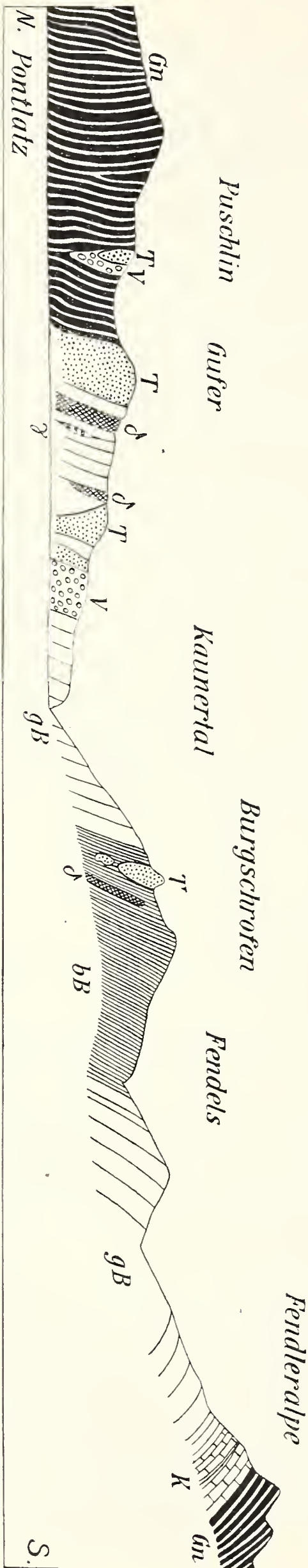


Fig. 1. Profil durch die Gegend von Prutz. 1 : 60 000.

*Gn* Gneise. *V* Verrucanogruppe. *T* Kalk, Dolomite und Tonschiefer von wahrscheinlich triadischem Alter. *gB* Bündnerschiefer. *bb* Fendler  
Schieferzone. *K* Bündner Kreide (Breccien). *δ* Diabasschiefer. *γ* Gips.

Krinoidenbreccien fehlen hier. Gneise, verrucanoartige Gesteine, Kalk, Dolomit und Tonschiefer, welche sehr wahrscheinlich triadisch sind, graue, kalkige, mit sehr viel halbphyllitischen Tonschieferlagen durchzogene Bündnerschiefer und eine Zone „bunter“ Bündnerschiefer setzen das Gebirge zusammen.

Das beigegebene Profil (Fig. 1) gibt einen Überblick über die Lagerungsverhältnisse: Die Antiklinalwölbung streicht im Süden oberhalb Fendels durch und verschwindet dort unter den Öztalergneisen, welche den Grat der Fendlerberge bilden. Unmittelbar unter den Gneisen liegen auf der Fendleralpe gut entwickelt kretazische Breccien gleich denen von der Alp bella (Tristelbreccie).

Im Nordschenkel zieht bei Fendels eine breite Zone von hellgelblichen, kalkig-sandigen Schiefen, lichtgrünen, serizitischen Schiefen, grauen und grünen, schwärzlichen Tonschiefern etc. (*gB*) durch. Auch Bänke von dolomitischen Breccien mit serizitischem Bindemittel sind eingeschaltet. Ferner liegt in ihnen nördlich von Fendels ein geringmächtiges, stark geschiefertes Diabaslager (*δ*). Am Nordrand dieser Schieferzone stecken in derselben mächtige Klötze von Triasdolomit (*T*), in ähnlicher Weise wie die Triaskeile der Fliessleralpe oder wie der Lias des Fimbertals. Der grösste derselben bildet den Burgschrofen. Gegen Kaunertal zu tritt in dieser Zone auch etwas Gips auf.

Darüber liegt eine mächtige Folge von grauen Bündnerschiefern (*gB*): Kalkschiefer mit vielen dunklen tonigen Zwischenlagen, oft noch ziemlich kristallinisch. Nach Blöcken zu schliessen, zieht eine Zone von „Tüpfelschiefer“ in ihnen durch.

Auf sie ist wieder eine triasführende Zone aufgeschoben. An ihr beteiligen sich vor allem die Gesteine der Verrucanogruppe (*V*), Serizitquarzite und Arkoseschiefer, sowie grünliche und rötliche Serizitschiefer. Die quarzreichen Gesteine ragen als Felsgrate aus dem Gehänge auf. Der eine westlich von Prutz trägt die Ruine Laudeck. An seinem Fuss entspringt der Eisensäuerling von Entbruck-Prutz, nahe dem oberen Ende die Schwefelquelle von Ladis. Der basale Teil der Serizitschiefer umschliesst ein kleines sehr verschiefertes Diabaslager (Diabasmandelstein) am Gehsteig nach Ladis. In der

Grenzzone gegen die südlichen Bündnerschiefer sind unter Ladis in schwärzliche, halbphyllitische Tonschiefer ein paar Blöcke von Dolomit und Kalk eingeknetet. Am Nordrand der Zone treten grössere Massen von Triasgesteinen auf: blättrige dunkle Tonschiefer, lichte Kalke und graue Dolomite.

Die Triasgesteine sind auch bei Ladis in einzelne grosse Schollen aufgelöst. In grösserer geschlossener Masse bauen sie sich am gegenüberliegenden Gehänge ober Faggen auf.

Ebenso wie die Fendlerschieferzone setzt sich auch diese über das Gebiet von Fiss und Serfaus fort und schliesst über das Stubental hin an das Sammaunergebiet an, wo sie besonders auf der Fliessleralpe in ganz ähnlicher Weise entwickelt ist. Gegen Osten endet sie unter dem Gneis der Aifenspitze.

Auf die Ladis-Fendlerzone legt sich abermals eine Schuppe von grauem Bündnerschiefer (Kalkschiefer und Tonschiefer). Im Liegenden und besonders im Hangenden Diabaslager (Obergufer). Bei Obergufer steckte in isoliertes Gipslager ( $\gamma$ ) (im Bündnerschiefer?).

Eine dritte Triaszone folgt darüber. Am rechten Talgehänge bildet Triasdolomit einen grossen Felskopf oberhalb der Guferhöfe (T); am linken Talgehänge ist er wieder in lauter einzelne Klippen und Blöcke aufgelöst (Asters). Diese Triaszone endet an beiden Talseiten am Gneis, der die Kämme bildet.

Nordwärts stösst unmittelbar an den Dolomit mit nahezu saigerer Grenzfläche der glimmerreiche Schiefergneis der Silvrettagruppe, in welchen die Talenge von Pontlatz eingeschnitten ist. Diese in der Taltiefe scheinbar einheitlich geschlossene Gneismasse wird aber gerade bei Pontlatz nochmals von einer Bewegungsfläche durchschnitten. Im tieferen Talgehänge ist sie an einer phyllitischen Zone im Gneis erkenntlich; am rechten Gehänge ist unterhalb Puschlin Serizitquarzschiefer und Dolomit in sie eingeschaltet, oberhalb setzt die Zone in einer Scholle von weissem Kalk fort, bei Harben tritt als östlichste Spur wieder Dolomit auf. Westlich des Tales verraten Einschaltungen von Verrucano und verschiedenen Triasgesteinen in den Wäldern ober Niedergallmig, dass sie sich noch weit gegen das Urgtal hin fortsetzt.

Die Exkursion erhält einen Einblick in die Zone der Fendlerschiefer in der Schlucht des Fendlerbaches. Dann begiebt sie sich nach Entbruck, wo die Verrucanogesteine an der grossen Felswand über der Quelle besichtigt werden. In die Triasgesteine ist ober den nördlichsten Häusern von Entbruck ein alter Steinbruch eingebaut, der die Tonschiefer und den Kalk zeigt. Weiterhin einzelne Dolomitblöcke. Gegebenenfalls kann die Wanderung zu den Triasdolomitklippen unter Asters und schliesslich mit dem Gneis wieder hinab zur Reichsstrasse fortgesetzt werden.

#### **Pontlatz—Landeck.**

Die Strasse schneidet fortlaufend die kristallinen Schiefer der Silvretta an, welche hier ein sehr eintöniges und wenig charakteristisches Gepräge haben. Während bei Pontlatz das Gestein noch einen gneisigen Charakter hat (Phyllitgneis), geht es nach Norden zu immermehr in glimmerreiche Schiefer und schliesslich in Phyllit über. Man durchfährt zum Schlusse jene Phyllitzone, welche vom Ötztal bis gegen den Arlberg hinauf die Grenze von Gneisgebirge und Kalkalpen, meist in überkippter Lagerung bildet. — Bei Altenzoll steckt im Gneis eine kleine Einschaltung von Amphibolit.

## **IV. Umgebung von Innsbruck.**

### **Exkursion zur Mündung des Vomperloches.**

Von **O. Ampferer.**

(Mit Fig. 1.)

#### **Literatur.**

ROTHPLETZ: Karwendelgebirge. Zeitschr. d. D. u. Ö.-A.-V. 1888. p. 443—444.  
PENCK: Vergletscherung d. Deutschen Alpen. 1882. p. 245.

PENCK: Alpen im Eiszeitalter. 1902. p. 325.

AMPFERER: Die Mündung des Vomperbaches. Verh. d. k. k. Geol. R.-A. 1903. p. 231—234.

AMPFERER: Geol. Beschreibung des südl. Karwendelgebirges. Jahrb. der k. k. Geol. R.-A. 1903. p. 180—185.

— Über Gehäungebreccien. Jahrb. d. k. k. Geol. R.-A. 1907. p. 739—741.

— Entstehung der Inntalterrassen. Zeitschr. f. Gletscherkunde. 1908. p. 119.

Der Vomperbach tritt aus einer tiefen, gewaltigen Klamm aus dem Karwendelgebirge hervor und schneidet vor seiner Mündung in den Inn die breite Inntalterrasse auseinander. Die beistehenden Zeichnungen Fig. 1 geben ein Verzeichnis der dabei eröffneten geologischen Verhältnisse.

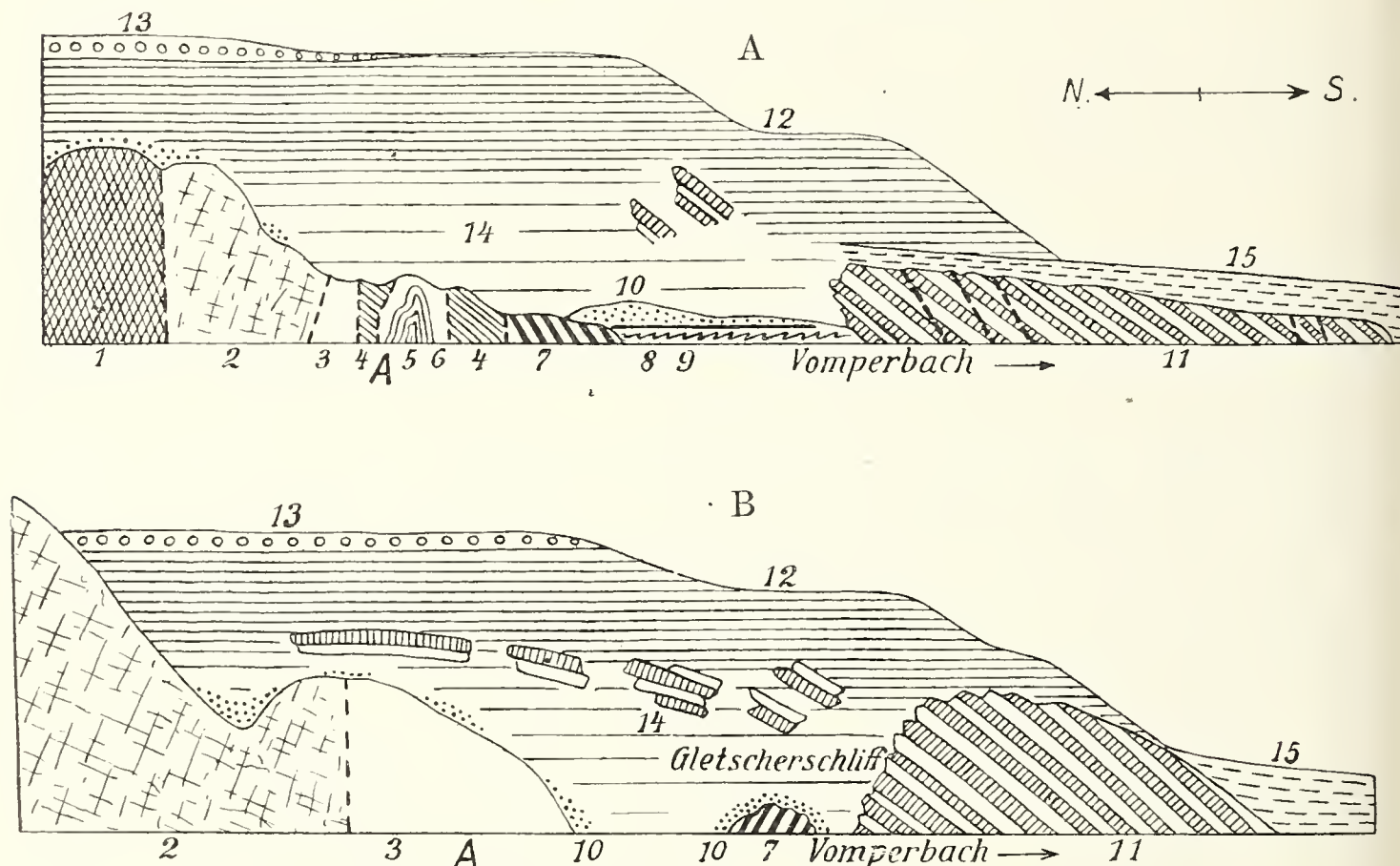


Fig. 1. Schematische Profilskizze der Ost- (A) und Westseite (B) der vorderen Vomperschluft. 1 Wettersteinkalk. 2 Dolomit. 3 Rauhacke. 4 Grüner Sandstein. 5 Rauhacke. 6 Schwarze Schiefer. 7 Muschelkalk.

8 Gefalteter Bänderton. 9 Mehlsand. 10 Untere Grundmoräne. 11 Verfertigtes Vompertaldelta. 12 Terrassensedimente. 13 Obere Grundmoräne. 14 Ver-rutschte Terrassensedimente. 15 Junger Schuttkegel.

Die unterbrochenen Linien sind Schnitte von Bewegungsflächen. A Pfannenschmiede.

Das Grundgebirge besteht aus einem Mosaik von schmalen Schollen älterer Trias, welche von meist saigeren Bewegungsflächen begrenzt werden. Diese Zone stösst nördlich unmittelbar an den Hauptdolomit, der den vorderen Teil des Vompertales beherrscht und sich nach oben regelmässig bis zum oberen Jura ergänzt. Auf diesen jungen Schichten ruht dann die mächtige Triasdecke des Karwendelgebirges.

Über dem Grundgebirge aus älterer Trias baut sich nun die Inntalterrasse auf. Zuunterst liegen Grundmoränen in mehreren Resten, teils auf den Felsen, teils an der Ostseite des Baches auf gefaltetem, feinem Bänderton und Mehlsand. In dem Bänderton sind schöne gekritzte Geschiebe eingeschlossen. An der Westseite des Vomperbaches ruht diese Grundmoräne einem klaren, ostwestlich geschrammten Gletscherschliff auf, was beweist, dass Schliff und Moräne älter als die hangende Terrasse sind.

Über diese Liegendmoräne ist nun das steil geschichtete, mächtige Delta des Vomperbaches aufgestapelt, welches das heutige Bachniveau unterteuft und von Verwerfungen durchsetzt erscheint. Nicht selten sind in diesem kalkalpinen Deltaschutt bis kopfgrosse erratische Geschiebe enthalten. Auf den tieferodierten Schichtköpfen dieses Konglomerates ruhen dann die vorherrschend zentralalpinen Schotter und Sande der Inntalterrassen. Sie sind meist horizontal gelagert. Auf der Höhe der Terrassen stellt sich streckenweise ein Überzug von der Hangendmoräne ein.

## V. Westende der Tauern (Tuxer Alpen).

Von **Bruno Sander** (Innsbruck).

(Mit 2 Kartenskizzen u. 3 Profilen.)

### Literatur.

Ausser der in HERITSCH' Literaturreferat über die Hohen Tauern (Geologische Rundschau, III, 3; vgl. namentlich 3, 11, 31—34, 37—45, 47, 49, 53, 58) zitierten Literatur:

B. SANDER: Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. TSCHERMAK's Min. Mittlg. XXX. Bd. 1911.

— Zum Vergleich zwischen Tuxer und Prättigauer Serien. Verhandlg. der k. k. geolog. Reichsanstalt 1911. Nr. 15.

— Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt. 62. Bd. 1912.

F. E. SUSS: Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt 1894.

### Karten.

Spezialkarte von Österreich-Ungarn 1:75 000 Blatt Matri (Z 17, C V).

Generalkarte 1:200 000 Blatt Innsbruck.

BLAAS' Geologische Karte von Tirol und Vorarlberg (Innsbruck bei Wagner).

FRECH's Geologische Karte des Brenners etc. Ergänzungshefte des Deutschen und Österr. Alpenvereins. II. 1. 1905 bei Lindauer, München.

### Allgemeines.

Die Granitgneise der Hohen Tauern finden in Gestalt des gefalteten und gestreckten Stranges der Tuxer-Gneise am Brenner ein westliches Ende. Sie reichen da etwas weiter nach West als der südlicher gelegene Zweig der Zillertaler Gneise. Wenn man also die Granitgneise der Tauern als etwas anderes betrachtet als die westlich untergeordneter auftretenden Orthogneise der Stubai- und Ötztaler Berge und von einigen kleinen Gneisvorkommen im hinteren Ridnauntale absieht, so kann man sagen, dass man am Brenner das Westende der Tauern-Granitgneise vor sich liegen hat. Beide genannten Gneiszweige des Tauernwestendes liegen umkleidet von einer Gesteinsgruppe, welche hier untere Schieferhülle im stratigraphischen Sinn genannt wird. Diese tiefste Hauptserie über den Gneisen ist in sich und mit den Gneisen verschuppt und verfaltet, zuweilen mit erkennbarer Bewegungsrichtung gegen Norden.

Wenn man zunächst von der verschiedenartigen tektonischen und kristallinen Metamorphose absieht, welche diese untere Schieferhülle an den verschiedenen Stellen des Tauernwestendes erfahren hat, so kann man als bezeichnendste Glieder nennen: 1. Konglomerate, Sandsteine, Arkosen, Tone (Kohlenstoff, Carbonate, Erze [Schneeberg im Passeier, Burgstall im Stubai]); 2. Kalke (Tuxer Marmor, Hochstegenkalk), Dolomite (Pfitscher Dolomit, Tribulaundolomit). Insgesamt wahrscheinlich Permokarbon bis Jura (?).

Diese untere Schieferhülle umsäumt das Westende der Tuxer und der Zillertaler Gneise, erreicht aber nicht wie die Tauerngneise am Brenner ihr Ende; vielmehr liegt untere Schieferhülle im stratigraphischen Sinn mit bezeichnenden Gliedern ausser als Hülle der Gneise in folgender für eine Übersicht des Tauernwestendes bedeutsamer Anordnung vor, welche man z. B. auf BLAAS' geologischer Karte von Tirol, wenn auch noch nicht mit der dieser Auffassung entsprechenden Färbung, verfolgen kann.

1. Untere Schieferhülle im stratigraphischen Sinn folgt der Grenze zwischen Maulser Gneisen und den Phylliten des Pfunderer Gebirges, ebenso wie der Grenze zwischen Tauerngneisen und Phylliten. Wahrscheinlich gehören auch die Matreier Gebilde LÖWL's hierher.

2. Untere Schieferhülle im stratigraphischen Sinn liegt unter und auf dem Tribulaundolomit, welcher selbst vom Dolomit der Schieferhülle nicht unterscheidbar und im Sinne der Deckentheorie der Tauern der Schieferhülle gegenüber als eine westlichere höhere Decke ungefähr gleichen Materiales zu bezeichnen wäre.

3. Untere Schieferhülle mit bezeichnenden Gliedern erfüllt auch nach den neuen Detailaufnahmen des Verf. den breiten hochkristallinen Schieferstreifen, welcher von Sterzing über Schneeberg bis zum Similaun im Schnalsertal zieht. Dieser zu isoklinen Serien verfaltete „Schneeberger Zug“ scheint sich, obgleich am Similaun endigend, stratigraphisch in Gestalt der Laaserschichten ebenso gegen den Ortler fortzusetzen wie das Mesozoikum des Brenners. Kurz die untere Schieferhülle scheint auch am Similaun stratigraphisch noch nicht ihr Westende gefunden zu haben.

Zur Verteilung der unteren Schieferhülle, über welcher die Hauptmasse der kalkreichen bis kalkfreien Tauernphyllite zu folgen pflegt, lässt sich derzeit etwa folgendes bemerken.

Gleich der alpinodinarischen Grenze verläuft der Schneeberger Zug aus SSW in NO-Richtung gebogen; auch dem Engadiner Fenster, wie die Tauerngneise selbst, ungefähr parallel. Die Verhältnisse im Texelgebirge bei Meran sprechen dafür, dass sich die Kalke und Dolomite des Schneeberger Zuges dort mit gegen Süden aus dem Altkristallin in die Luft steigender Achse als komplizierte Synkline aus dem Kristallin herausheben. Dieser von TERMIER noch wenig beachtete, in der direkten Fortsetzung seiner Wurzelsynkline südlich des Zillertaler Gneisastes gelegene Schieferhüllezug dürfte als die Quelle des über dem Brennermesozoikum liegenden Kristallins zu betrachten sein; gleichviel ob man ihn dabei als Wurzelsynkline oder als Decke mit nach oben in die ihn übergleitende ostalpin-altkristalline Decke abgegebenen Teildecken betrachtet. Eine sichere Entscheidung zwischen diesen zwei Möglichkeiten, deren erstere der Hypothese von dem Deckencharakter des gesamten Ötztaler Kristallins eine wichtige Stütze entziehen würde, gestatten die Neuaufnahmen derzeit noch nicht zu fällen.

Die beiden Enden der Tauerngneise (Zillertaler- und Tuxergneis) teilen die Schieferhülle in drei Zonen. Deren südlichste (Pfunderer Gebirge) ist eine komplizierte Mulde von unbestimmter Tiefe. Die mittlere (Greiner Zug) ebenso; wahrscheinlich zusammengesetzt aus Tauchdecken (der Zillertaler Schieferhülle) und Wurzeln (der Tuxer Schieferhülle). Die nördlichste Zone (Tuxer Alpen) ist entweder reines Tauchdeckenland, also nach unten offen, oder synklinal geschlossen und in demselben Sinne tektonisch gemischt wie die Greinerzone. Jedenfalls enthält sie Tauchdecken und gibt selbst wieder Teildecken nach Norden ab, wie das die hier wiedergegebenen Profile und Exkursionskarten zeigen.

Für die Deckentheorie der Zentralalpen in ihrer bisherigen Form ist es unerlässlich anzunehmen, dass diese nördlichste Zone nach unten offen sei, dass der nördlich folgende Quarzphyllit schwimme. Hiermit und keineswegs mit der Frage, ob eine der südlicheren Zonen (Greiner oder Pfunderer Zone) nach unten

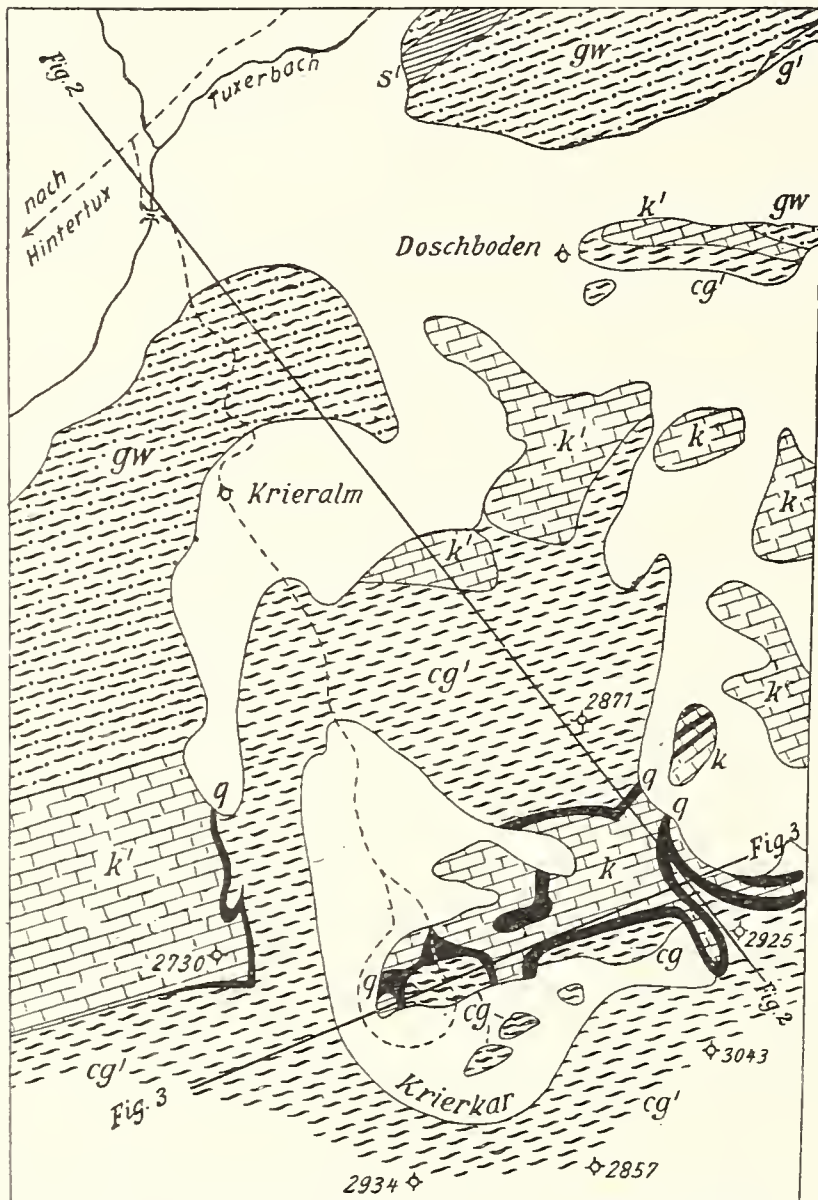
in irgend einer Tiefe synklin schliesst und daher stratigraphisch äquivalente Ränder hat, steht und fällt der Fenstercharakter der Tauern soweit das Tauernwestende in Betracht kommt. Die Argumente zugunsten der Deckentheorie liegen hier vor allem im asymmetrischen Bau dieser Zone, in welcher sich von Süden gegen Norden 1. eine Hauptzone der Tuxer Grauwacken oder besser der unteren Schieferhülle, 2. eine Hauptzone der Tuxer Phyllite und 3. eine Hauptzone der Tarntaler Gebilde trotz mancher Mischung dieser drei und mancher gemeinsamer Glieder unterscheiden lässt. Namentlich ist die Verwandtschaft zwischen 1 und 3 hervorzuheben, welche gut mit der zwischen „Tribulaundecke“ und Schieferhülle hervorgehobenen harmoniert und, wie das Folgende, neuerdings ihr Analogon weiter östlich in den Tauern gefunden zu haben scheint. Aber ebenso wie die „Tribulaundecke“ TERMIER's liegen die Tarntaler Gebilde zum Teil auf bisher als ostalpiner Fensterrahmen betrachtetem Kristallin. Als ein wichtiges gemeinsames Glied der Zonen 1 und 3 seien polygene Breccien hervorgehoben, welche den Vergleich mit Mitgliedern der Prättigauer Serien vermitteln.





Für die Deckensystematik ist vor allem in Betracht zu ziehen, dass die Komplikation durch Verfaltung und Teilfaltbildung eine viel hochgradigere ist, als dies bisher scheinen wollte. So einfache, liegende Riesenfalten zum Beispiel, wie sie UHLIG für die Radstätter Tauern darstellte, gibt es hier nicht; vielmehr treten an Stelle solcher grosser tektonischer Elemente die durch Differentialbewegung geschaffenen, und es scheint, dass neuere Arbeiten im Sonnblick diesen vom Verfasser für das Tauernwestende dargestellten Deformationstypus auch für andere Teile der Schieferhülle bestätigen. Bezüglich der den Mitgliedern der Exkursion in den Tuxeralpen zu zeigenden Seriengliederung dortselbst ist den Karten und Profilen nichts hinzuzufügen. Die Routen führen durch alle drei oben genannten Hauptzonen, geben einen, wenn auch bei der kurzen zur Verfügung stehenden Zeit nicht vollständigen Einblick in die Entwicklung der Serien und führen an den Nordrand des „lepontinischen Fensters“. Manches tektonische Detail wird dem Deckentheoretiker beweisend und willkommen sein; doch soll hier nicht versäumt werden, darauf hinzuweisen, dass auch für die Deckentheorie der Tiroler Alpen in ihrer bisherigen Form vitale Fragen von weiterer Bearbeitung noch etwas zu erwarten haben; so die Frage nach dem tektonischen Charakter des Schneeberger Zuges und der Tuxer Zone.

Die Faltungs- und Streckungsachsen sind am Tauernwestende, namentlich in den Tuxer Alpen und Tuxer Voralpen, häufig nach Westen geneigt, und der geologische Bau ist ohne Ost-West-Profile, welche diesem bisher unbetonten Zuge Rechnung tragen, nicht darstellbar (vgl. Profil des Krierkars. Fig. 3). Das hat zur Folge, dass, wo es sich um Decken handelt, häufig (zuweilen aus gleichen Seriengliedern gebildete) jüngere westlichere Decken über älteren (tieferen) östlichen liegen. Diese für das Tauernwestende erst bei Abschluss der Aufnahme 1 : 25 000 klar hervorgetretene, früher übersehene Regel im Fallen der Falten- und Streckungsachsen weist hier und vielleicht auch anderwärts in den Tauern und sonst in den Alpen darauf hin, dass die Überfaltung (in diesem Falle) von Ost nach West zeitlich fortschritt, indem immer jüngere westlichere Falten sich über ältere legten, vielleicht eine korrelat mit der Vorfaltung entstehende Depression benützend. Dies Prinzip scheint mir noch besser als die Annahme von Ost-West Schub zur Erklärung dieser Regel im Achsenfallen zu dienen, sofern der Ost-West-Schub, der vollkommen einheitlich durch lauter zusammenspielende korrelate Bewegungen bestimmten Tektonik widersprechend, zwei verschiedene tektonische Deformationsphasen annehmen müsste. Auch in diese Regel soll die Exkursionsroute Einsicht geben.

Es erübrigt eine kurze Berührung der Frage, welchen Metamorphismus das Material der Schieferhülle erlitten hat. Jene, die vielfach berühmt gewordenen, hochkristallinen und an typischen Mineralneubildungen reichen Glieder der Schieferhülle erzeugende Kristallisation der Tauern (Tauernkristallisation im scharfen Sinn) hat für die gneisnächste Schieferhülle fast allenthalben die

tektonischen Bewegungen überdauert, Faltungen und ganze Gebirge „kristallin abgebildet“, Mylonite regeneriert, zum geringeren Teil wohl auch die tektonische Bewegung nur unter korrelater Umkristallisation im Gefüge ermöglicht. In eben diesem Sinne ist der Schneeberger Zug, fast das ganze Pfunderer Gebirge und der Greinerzug vorkristallines Gebirge, d. h. seine tektonische Deformation und die derselben korrelaten Gefügebewegungen sind von den Bedingungen der



- cg, cg'  Zentralgneisse (Augengneisse, Knollengneisse) teilweise tectonisch phyllitisirt; Greiner Schiefer.
- gw  „Tuxer Grauwacken“ (Gneissmylonite z. Teil g')
- q  Quarzit
- k, k'  Hochstegenkalk (Tuxer Marmor.)

Figur 1. Geologische Kartenskizze der Umgebung der Umgebung des Kriekars (etwa 1:55 000).

die tektonische Phase für die gneisnächste und südliche Schieferhülle von der Tauernkristallisation überholt, vielleicht in grösserer Tiefe vor sich gegangen ist.

Der erste Exkursionstag gilt einer Besichtigung von Zusammensetzung und Tektonik der unteren Schieferhülle nördlich von den Tuxergneisen und führt von den Phylliten gegen Süden bis zum Gneis, wie dies Karten und Routenerläuterung (Fig. 1—3) zeigen. Der zweite Tag führt aus den Phylliten gegen Norden bis zum Rande des Fensters im Sinne der bisherigen deckentheoretischen Entwürfe, lehrt an dieser entscheidenden Grenze flaches Einsinken der Kalkphyllite unter nördlich folgenden Quarzphyllit kennen und soll namentlich stratigraphische Vergleiche zwischen Tuxer- und Graubündener-Serien vermitteln (Fig. 4, 5).

Tauernkristallisation überdauert. So wie dies WEINSCHEK von den ganzen Tauern behauptet hat, indem er zugleich die Tauerngranite als die Überbringer der Kristallisationsbedingungen dachte. Als Geologe denkt man vielleicht noch mehr daran, dass das Auftreten der Granite und die Umkristallisation auf die gemeinsame Ursache der Versenkung in bedeutende geosynklinale Tiefe, also auf einen geologisch interessierenden Vorgang zu weisen scheint. Selbst von den über der Tribulauntrias liegenden Schiefen ist vieles (je weiter man gegen Norden geht, um so weniger) vorkristallin deformiert zu nennen.

Dagegen sehen wir, am Brenner beginnend und im Tuxer Gebirge einbiegend, gleichartige tektonische Deformation immer mehr unter unverheilt rupturreller, zuweilen unter regressiver Gefügemetamorphose erfolgen; bis wir in den Tuxer Alpen und im Exkursionsgebiet das Hauptgebiet der an die Stelle idealer kristalliner Schiefer tretenden, zum Teil überhaupt nicht oder wenig von der Tauernkristallisation ergriffenen Phyllitmylonite betreten. Daraus ergibt sich, dass



# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie](#)

Jahr/Year: 1912

Band/Volume: [3](#)

Autor(en)/Author(s): Steinmann Gustav

Artikel/Article: [Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern 19. August bis 8. September 1912 421-456](#)