Zeitschrift: Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Graubünden
Band: 64 (1924-1926)

Artikel: Zur Tektonik des Westrandes der Silvretta zwischen oberstem Prätigau und oberem Montafun
Autor: Blumenthal, Moritz M.
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-594763

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 17.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

ZUR TEKTONIK DES WESTRANDES DER SILVRETTA ZWISCHEN OBERSTEM PRÄTIGAU UND OBEREM MONTAFUN.

VON MORITZ M. BLUMENTHAL

Vorbemerkung.

Seitdem durch die letzte erfolgreiche Periode geologischer Forschung die tektonische Position der Berge Graubündens zwischen Rhein und Adda in ihren Grundzügen endgültig erkannt wurde und die West-Ostalpengrenze, auf tektonischer Grundlage basiert, sich daraus mit Schärfe herausentwickelte [1], hat diese Scheidezone innerhalb des Alpengebirges stets weiterfort neue Vertiefung durch detaillierte Bearbeitung erfahren. Kaum ein Teilgebiet von prinzipieller Bedeutung hat nicht seine „Auffrischung" nach neueren Gesichtspunkten durchgemacht, so daß nunmehr geologische Arbeit sich jenen Teilstrecken zuzuwenden hat, die weniger hervortretende Leitlinien und weniger grundsätzliche Einzelergebnisse verheißen.

[1] Das Thema der Ost-Westalpengrenze besitzt schon eine reichliche Literatur; von neueren, teils zusammenfassenden Arbeiten seien hier erwähnt:

1920; W. Seidlitz: Die Grenze zwischen Ost- und Westalpen. Jenaische Zeitsch. f. Naturwissensch. N. F. 49. Bd.

1922; Alb. Heim: Geologie der Schweiz, Bd. II_2, Kap. Ostalpen und Westalpen. S. 687.

1923; L. Kober: Bau und Entstehung der Alpen. Kap. Das Grenzgebiet der Ost- und Westalpen. S. 68. Berlin, Gebr. Bornträger.

1924; Chr. Tarnuzzer: Die Grenze zwischen West- und Ostalpen. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. Bd. LXIII.

1924; Rudolf Staub: Der Bau der Alpen. Kap. Die Austriden. S. 86. Beitr. z. Geolog. Karte d. Schweiz. N. F. 52. Lfg.

Zu solchen gehören die kristallinen Komplexe der ober-ostalpinen Decken, deren relative Einförmigkeit und scheinbar ungegliederte Einheitlichkeit zu dem Schuppenwerk und den Faltenhaufen der unter ihnen liegenden unter- und mittelostalpinen Decken in einem tektonisch prägnanten Gegensatz steht. Von einem derartigen Teilgebiet, einem Ausschnitt aus dem Westrand der Silvretta, seien im Folgenden einige Mitteilungen gemacht; sie beziehen sich auf die *Gebirgsgruppe zwischen oberem Montafun (St. Gallenkirch—Gaschurn) im Norden und oberstem Prätigau (Klosters—Novai) im Süden* und stützen sich auf Beobachtungen, welche zur Ergänzung der Aufnahme des Fensters von Gargellen[2] im Herbst 1924 gemacht wurden.

Ich versetze damit den Leser an den Nordrand von Bündens Bergland, in eine Gegend, die räumlich enge anschließt an das Arbeitsfeld zweier geschätzter Erforscher dieses Landes, zweier um das Gedeihen der heute ihren hundertsten Geburtstag feiernden Naturforschenden Gesellschaft Graubündens hochverdienter Männer: *Gottfried L. Theobald* und *Christian Tarnuzzer*[3]; ihrer sei bei dieser Gelegenheit und an dieser Stelle in dankbarer Erinnerung gedacht.

In der vorliegenden Skizze, die dem Andenken dieser Forscher gewidmet sei, handelt es sich keineswegs um eine abschließende Untersuchung oder gar um eine petrographische Bearbeitung des Gebietes; der Zweck der mehr nur orientierenden Aufnahmen war vielmehr zu versuchen, ob

[2] Siehe: M. Blumenthal: Das Fenster von Gargellen. Eclogae geol. Helv. Vol. XX 1926.

[3] Durch Theobald erhielt schon 1863 das Gebiet der Hoch-Silvretta eine erste eingehendere geologische Schilderung und Darstellung in der Karte. (Geolog. Beschreibung d. nordöstl. Gebirge Graubündens, Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Lfg. II und Blatt XV [Martinsbruck—Davos] d. Geol. Karte d. Schweiz 1:100 000.)

Chr. Tarnuzzer wandte sich in den 90er Jahren der Erforschung des Rätikon zu: Der geologische Bau des Rätikongebirges, Jahresber. der Naturf. Ges. Graubündens. XXXV 1891; ferner: Ueber das kristallinische Konglomerat in der Falkniskette, ibid. Bd. XXXVIII, 1894; und zuletzt: Neue Beiträge zur Petrographie und Geologie des östlichen Rätikons (zusammen mit A. Bodmer-Beder) ibid. Bd. XL, 1899.

Unbeachtet, daß der Rahmen, in den diese Arbeiten beider Forscher gestellt sind, der heutigen Erkenntnis sich nicht mehr zu fügen vermag, greift, wer auch immer diesem Gebirgsland seine Aufmerksamkeit zuwendet, gerne zu denselben; ihr historischer Wert bleibt für immer erhalten.

bei Einhalten einer gewissen Schematisierung innerhalb des Kristallins eine brauchbare Stratigraphie erkennbar und anhand derselben oder auch nur durch reine Schichtlagemessungen, ein Bild der Tektonik dieser an und für sich recht einheitlichen und sehr wenig bekannten [4] Deckenmasse zu erkennen sei.

In Ausführung dieses Versuches (S. 66) mögen auch die Grundzüge des geologischen Baues dieses vergessenen Berglandes zwischen Hoch-Silvretta und Rätikon für einen weiteren Leserkreis kurz skizziert sein (S. 55); daran anschließend sei hier als dem gegebenen Ort die Geologie der Silvrettaunterlage, soweit sie in der oben umschriebenen Gebirgsgruppe liegt, besprochen (S. 58).

Orographischer Überblick [5].

Als Silvrettagruppe im engeren Sinne wird gewöhnlich die orographisch von ihren Nachbargebieten durch recht tiefe Täler und Paßlücken gut geschiedene Gebirgsgruppe bezeichnet, welche umgrenzt wird durch die Tallinien des Oberen Montafun und Oberen Paznaun im Norden, die Fimbertal-Val-Sinestra-Linie im Osten, das Unterengadin und seine Verlängerung über Flüela — gelegentlich auch über Fleß-Vereina — im Süden und die Tal- und Paßlinie

---

[4] Sieht man von den Randteilen unserer Gebirgsgruppe ab, dann bleiben als die einzigen auf geologischer Feldarbeit beruhenden Mitteilungen bezügl. des größeren vorarlbergischen Anteils jene des damaligen Geologen der Oesterreichischen Reichsanstalt G. A. Koch; sie beschränken sich mehr auf Wiedergabe der längs einer Route gemachten Beobachtungen als auf allgemeine Zusammenfassungen. Eine definitive Ausarbeitung scheint nicht stattgefunden zu haben. Es seien erwähnt:

1. Vorläufige geologische Mitteilungen aus der Ferwallgruppe. Verhandl. d. Geol. Reichsanst. Wien Nr. 8, 1876.
2. Reisebericht Nr. 1, Nr. 2, Nr. 3: Aus dem Montafun, ibid. Nr. 13 und 14 1876.
3. Kurze Erläuterungen zur Vorlage der geologischen Aufnahme des Silvretta-Gebietes. ibid. Nr. 8 1877.

[5] Die Topographie des Gebietes ist enthalten in den Siegfriedblättern 419 (Davos), 416 (Serneus) und 274 (Partnun) oder aber in den Ueberdrucken Prätigau und Unterengadin (nur kleiner Randteil); eine sehr gute Übersicht in 1:100 000 gewährt das Blatt Rätikon, Ferwall- und Silvrettagruppe aus Paasche's alpine Wanderkarten.

Klosters-Gargellen im Westen [6]. Von diesem mächtigen Gebirgsland beschäftigt uns hier nur ein kleines Teilstück; dieses wird im Süden bestimmt durch das Tal der oberen Landquart zwischen Klosters und Novai, im Westen durch das Untere Schlappintal und den Grenzkamm zwischen Graubünden und Vorarlberg auf der Strecke Madrishorn-Sarotlaspitzen; die Nordlinie wurde gezogen über das Gweilbachtal (unterstes linksseitiges Nebental zum Gargellental) und den Illfluß im Talboden des Montafun zwischen St. Gallenkirch und Gaschurn, während die Ost-Begrenzung gegeben war durch das Garneratal und eine Verbindungslinie über die Kessispitz mit dem Ausgangspunkt an der oberen Landquart.

Diese Gebirgsgruppe, die man als den *Schlappin-Gargellen-Abschnitt der Silvretta* bezeichnen könnte, ist wenig bekannt und touristisch eher zur Seite gestellt, da sie gegenüber den Nachbargebieten bescheidenere Höhen, mildere Formen und eine eher umständlichere Zugänglichkeit aufweist. Aber gerade ihre Lage als Mittelstück zwischen der Gletscherwelt der hohen Silvretta und den in die Ferne leuchtenden Kalkstöcken des Rätikon verschafft ihr ganz besondere Reize des Ausblickes in die umgebende Bergwelt.

Der solchermaßen umgrenzte Schlappin-Gargellen-Abschnitt der Silvretta gliedert sich zwischen Sardasca- und Garneratal an die Hauptmasse der Silvretta an. Von diesem Anknüpfungspunkt, der durch die Plattenspitze gegeben ist, divergieren die einzelnen Äste der Gebirgsgruppe west-, nordwest- und nordwärts auseinander; den südlichsten Zweig formt die Kette des Schilt (Schiltfluh, 2890 m), die zwischen dem Tal der Landquart und dem oberen Schlappin westwärts gegen Klosters vorspringt; vom Garnera-Joch zweigt eine Doppelkette ab, die einerseits vom Rotbühlspitz (2855 m) aus den bündnerisch-vorarlbergischen Grenzkamm

[6] G. A. Koch, der die Silvretta zum Gegenstand einer orographischen Studie gemacht hat (Abgrenzung und Gliederung der Silvrettagruppe, Wien 1884), stellt der Silvretta im engeren Sinne als Silvrettagruppe im weiteren Sinne jenes Gebirgsland gegenüber, das sich zwischen Rhein und Inn (Landeck), Arlberg und Unterengadin—Prätigau ausdehnt. Im Geographischen Lexikon der Schweiz folgt Ed. Imhof ungefähr dieser Einteilung, indem er die Samnaungruppe (Kochs Antirätikon), die Ferwallgruppe und den Rätikon dem eigentlichen Zentralstock gegenüberstellt.

formt und gegen das Madrishorn zu ansteigt, andererseits nordwestwärts in den Ritzenspitzen das Valzifenzer Tal vom Vergaldner Tal scheidet; eine mehr nordwestliche Richtung schlägt die Kette der Heimspitz-Valisera ein, von welcher die gegen das Montafun absteigenden niedrigeren Bergzüge (Gampapinger Alpe, Versettla) sich abspalten. Zu diesen als Ganzes von der zentralen Silvretta nordwestwärts ausstrahlenden Bergzügen stellt sich der Grenzkamm zwischen Gargellen und St. Antönien, der den Westrand des hier zu besprechenden Gebietes formt, in auffällige Querrichtung.

Während die erstangeführten Virgationen der Silvretta sowohl geologisch wie orographisch voll und ganz der Silvretta angehören, ist der Grenzkamm zwischen Madrishorn und Sarotlaspitzen gewissermaßen ein Streitobjekt zwischen Rätikon und Silvretta. Orographisch schließt dieser Grenzkamm den Rätikon gegen Osten ab, geologisch ist er dagegen von komplexer Zusammensetzung; seine Kammlinie und sein Ostgehänge formen die westliche Randzone der aufgeschobenen Silvrettamasse, die dem Prätigau zugekehrte Bergfront dagegen wird durch die tektonisch tieferen unterostalpinen Bauelemente des Rätikon und den Flysch des Prätigau aufgebaut.

Dieser Hinweis auf das Nichtzusammenfallen geologischer und geographischer Abgrenzung leite zu einer allgemeinen Orientierung über den geologischen Bau des vorliegenden Grenzgebietes über.

Allgemeine Grundzüge des geologischen Baues zwischen Rätikon und Silvretta.

Im Grenzgebiet zwischen Ost- und Westalpen sinken die Bauelemente der letzteren ostwärts unter der mächtigen Überlagerung ostalpiner Gebirgsmassen zur Tiefe. Die Berge im Übergang vom Rätikon zur Silvretta sind aus dieser tektonisch wichtigen Scheidezone herausgeschnitten. Unterostalpine Deckenkomplexe unterteufen die kristalline Masse oberostalpinen Deckgebirges.

Seit langem ist jene augenfällige Überlagerung jüngerer Sedimente durch die düsteren Gneismassen aus dem Tale von St. Antönien (Schollberg, Gempifluh) bekannt und bewundert. *Richthofen, Mojsisowics, Theobald, Tarnuzzer, Rothpletz, Seidlitz* u. a. haben diese Lagerungsverhältnisse in Wort und Bild gewertet, wobei freilich jeweilen die Deutung des Baues eine dem Stande der Erkenntnis alpiner Tektonik entsprechende Entwicklung durchmachte, so daß man sich nur allmählich dem Strukturbilde näherte, das wir heute von jener Gegend entwerfen [7]. Dieses aus den Arbeiten von *Seidlitz, Trümpy, Cadisch* und *R. Staub* — um nur die nächstliegenden zu nennen — sich ergebend, ist bestimmt durch die treppenförmige Überlagerung der einzelnen Deckeneinheiten. Nach ihrer Übereinanderlagerung von oben nach unten (vergl. die Profile V, IV und III) unterscheiden wir dieselben in unserem Grenzgebiet wie folgt:

1. *Oberostalpin:* **Silvrettadecke**	= kristalline Kernmasse des tieferen Teiles des oberostalpinen Deckenkomplexes, zugleich Unterlage des ihm teils abgeschobenen Sedimentmantels (Trias-Jura-Falten der Scesaplana-Zimbaspitze).
2. *Mittelostalpin:* **Tschirpenschuppen** (Parpaner Zwischenstück, erst weiter südlich als gebirgsaufbauend von Bedeutung)	= verschleppte Sedimente und kristalline Fetzen der Ortlerdecke (n. *R. Staub*).
3. *Unterostalpin:* **Aroser Schuppenzone**	= meist regellose Schuppenhäufung unterostalpiner Elemente mit Einschleppung penninischer Deckenteile (Ophiolithe); ehemalige Sedimenthülle oberer Digitationen der Berninadecke (n. *R. Staub*).
Sulzfluhdecke — Falknisdecke	= ungleich ausgebildete Schuppen, Schuppenpakete od. wohlentwickelte Faltungsdecken; ehemaliger Sedimentmantel der Julier- resp. Errdecke (n. *R. Staub*).

[7] Als Grundlagen für diese Erkenntnis seien genannt:
1. W. v. Seidlitz: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. Bd. XVI 1906.
2. D. Trümpy: Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. XLVI. 1916.
3. J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster und R. Brauchli: Geologische Untersuchung in Mittelbünden. Vierteljahrsschrift der Naturf. Ges. Zürich, 1919.
4. J. Cadisch: Geologie der Weißfluhgruppe. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz. N. F. IL$_1$, 1921.
5. R. Staub: loc. cit. [1] Abschn. Die Grisoniden im nördlichen Bünden. S. 130.

4. *Penninikum:* **Faltenkomplex der Bündnerschiefer** (Prätigauschiefer) = verfrachtete sedimentäre Hülle penninischer Decken (im wesentl. d. Margnadecke).

Ein weiteres Eingehen auf die Bauweise der tieferen Decken längs dem westwärts gerichteten Erosionsrand der Silvrettamasse liegt uns hier nicht ob. Die neueste Bearbeitung des südöstlichen Rätikons zwischen St. Antönien und Klosters durch *W. Häfner* [8] erfüllt diese Aufgabe in gründlicher Weise. Durch lokale Faltung und Bruchbildung ansehnlich kompliziert, besäumt in der Grenzkette zwischen St. Antönien und Gargellen das **Ausgehende der unterostalpinen Decken** das ihnen aufgeschobene Kristallin. Aus seinem N—S-Verlauf schwenkt dieses Deckenband beim Annähern an die Tallinie des Prätigau, entsprechend dem östlichen Einfallen, gegen die Taltiefe zu ab, welche es am Ausgang des Schlappintales erreicht. (Vergl. stets die begleitende Karte.)

Als gewaltiger kristalliner Klotz sitzt das **Silvretta-Deckgebirge** mit im allgemeinen E **geneigter Überschiebungsfläche** diesen tieferen Einheiten auf; es zeigt eine ihm eigene Faltung, welche zum Bauplan der tieferen Decken keine — oder wenn, dann nur sekundär nachgefolgte — Beziehungen besitzt. Ihrerseits ist die kristalline Deckmasse zirka 3 km von ihrem westlichen Erosionsrande wieder von einem Erosionsloch durchsetzt, welches als das Fenster von Gargellen [9] bekannt ist und die tieferen Einheiten nochmals zum Vorschein bringt.

Weiter zieht sich das Band unterostalpiner Decken, durch eine unten noch zu besprechende Deckeneinheit vermehrt, der Nordseite des obersten Prätigau entlang, um hinterhalb Monbiel unter der Silvrettamasse zu verschwinden. Ihr Wiederauftauchen im Unterengadin ist die glänzendste Bestätigung für die Deckennatur des Silvrettamassivs.

Die Gebirgsgruppe, die uns hier beschäftigt, gehört mit Ausnahme einer nur untergeordnet gebirgsaufbauenden, mittel- und unterostalpinen Unterlage der überschobenen Silvretta an. Diese Unterlage, die zwischen dem Schlappin-

[8] W. Häfner: Geologie des südöstlichen Rätikon. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz. N. F. LI 54$_1$, 1924.
[9] loc. cit. [2].

tal und Monbiel die südliche Begrenzung der Bergeinheit ausmacht, sei deshalb zur Vervollständigung der Geologie derselben hier näher besprochen; sie gibt zudem ein gutes Bild über den gerade durch seine Unvollständigkeit und Regellosigkeit gekennzeichneten Schuppenbau zu Füßen des „rücksichtslos zermalmenden" Kolosses, der Silvretta.

Der Deckenausstrich zwischen Schlappin-Tal und Monbiel.

Das östliche Einspringen der Sedimentärformationen in der Richtung gegen die Silvretta im obersten Abschnitt des Prätigau (Klosters-Monbiel) ist seit *Studer, Arnold Escher* und *Theobald* altbekannt. Heute bewerten wir diese Nische als **Deckenhalbfenster,** als die durch die Intersektion mit dem Tallaufe bedingte Ausstrichsform der axial ostwärts abfallenden Deckenkomplexe. Ein Rückblick auf die ältere Betrachtungsweise dieser Zone des Deckenausstriches ist nicht uninteressant.

Theobald, der eingenommen war von der alten Theorie der plutonischen Aufstauung der Gebirge, sah in dem kristallinen Massiv den plutonischen Körper, der die überlagernden Sedimente aufwölbte, das Gewölbe sprengte und jene seitwärts eben noch überlappte. Diese Anschauung beherrschte zu einem guten Teil *Theobalds* Arbeitsmethode und beeinflußte die Art der Entwirrung des geologischen Baues. Zahlreich sind die Beobachtungen und Einzelprofile, welche dieser unermüdliche Forscher vom Silvrettarande — und besonders auch von unserer Strecke des oberen Prätigau — gibt; doch auch ihre stratigraphische Einordnung in die heutige Kenntnis hält schwer. *Theobalds* Aufteilung in einzelne Formationsglieder geht oft über das Mögliche hinaus; eine anderwärts — in unserem Falle im Triasgebirge des nördlichen Rätikon — einmal festgelegte stratigraphische Schichtfolge glaubte er stets wieder erkennen und stratigraphisch parallelisieren zu können; heute wissen wir, daß dermaßen fortschreitend man allzu leicht von einer tektonischen Einheit in die andere gerät, die jede bis zu einem

gewissen Grade stratigraphisch und tektonisch für sich individualisiert ist.

Die scharfe Linie der großen Überschiebung zwischen Silvrettamasse und den darunterliegenden Formationen erscheint erstmals in *A. Rothpletz'* Interpretation der Gegend [10]. Doch bleibt bei ihm der Schuppenbau an der Basis der Silvrettamasse, die einem Ost-Westschub ihre heutige Lage verdanken sollte, unerkannt; von der Regelmäßigkeit eines seine rätische Überschiebung unterteufenden Muldenbaues konnte keine Rede sein. Teils richtige Zusammenhänge, das Vorkommen von Quetschzonen und Schuppen, erkannte in generell zutreffender Weise *H. Mylius* [11], konnte aber, da ihm ein einheitlicher Deckenbau „zuwiderlief", den tieferen Zusammenhang nicht erfassen. Erst die Klärung des verwickelten Baues von Mittelbünden ließ in dem „zerdrückten" Winkel von Klosters-Monbiel deutlicher sehen.

Eine „Sezierarbeit", mit Ausdauer verfolgt und mit schönsten Resultaten belohnt, legte die feinsten Fasern des vielgegliederten Alpenkörpers bloß und gruppierte sie zu ihren natürlichen Verbänden, die dann der aufnehmende Geologe, stets weiter fortschreitend, als tektonische Einheiten neu zu erkennen und miteinander zu verbinden sucht. So war es erst *J. Cadisch,* der im Anschluß an seine Bearbeitung der Weißfluhgruppe im Halbfenster von Monbiel die vorhandenen Verbände festlegte. Meine Ausführungen mögen als eine gedrängte Ergänzung aufgefaßt werden, der aber in Anbetracht der so starken Moränenverkleidung des Gehänges nur eine recht beschränkt-erweiterte Beobachtung zugrunde gelegt werden konnte.

Eine in der geologischen Literatur *(Theobald, Rothpletz, Mylius, Seidlitz, Cadisch* und *Häfner)* viel besprochene, jeweilen ergänzte und anders gedeutete Lokalität ist der untere Teil des Bergrückens zwischen unterm Schlappintal und

---

[10] Im wesentlichen in: A. Rothpletz: Geologische Alpenforschungen I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die Rätische Ueberschiebung. München 1900.

[11] Hugo Mylius: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. II. T. Beobachtungen zwischen Maienfeld und Tiefenkastel. München 1913.

dem Tobel von Pardels, welcher Bergsporn sich mit teils waldig-felsigem Gehänge gegen den Kessigrat zu anhebt. Ein steiler Tobelanriß, die **Cunnrüfe,** greift von Westen her hoch in den Berghang hinauf und gestattet, zusammen mit den Aufschlüssen am Schlappintal-Ausgange, die einzelnen Stockwerke des Schuppenbaues einigermaßen zu übersehen.

Während rechtsseitig des Schlappinbaches das Silvretta-kristallin des Madrishorn bei zirka 1320 m dessen Tal queren mag, steigt dasselbe ungefähr in der streichenden Fort-setzung auf der linken Seite mit seiner Basis wieder bis zu zirka 1800 m (Prof. II), um dann jenseits gegen den Talzirkus von Pardels („Im Tal" der Siegfriedkarte) wieder etwas ab-zusteigen. Der südwestliche Kessigratausläufer entspricht also einer nicht unwesentlichen **Aufwölbung der Decken-basis des Kristallins, also einer kleineren Deckenantiklinale oder besser Deckenkuppel,** wie es die Richtung Madrishorn-Saaser Calanda und Matlishorn-Weißfluh in größerem Stile darstellt. Zwischen Madrishorn-Antiklinale und der Auf-wölbung des Kessigrates liegt eine recht tiefe tektonische Mulde, in welcher der unterste Teil des Schlappintales liegt, und welche ihrerseits von kleineren Brüchen betroffen wird.

Gleichwie dies *Häfner* für die Deckenantiklinale des Madrishorns hervorhebt [12], nämlich, daß mit der Decken-kulmination auch eine Häufung und Zunahme der tektoni-schen Einheiten zusammengeht, so zeigt auch der „Buckel" des Kessigrates eine Häufung resp. Mächtigersein der unter der Silvrettamasse liegenden Formationen. Obwohl zufolge der äußersten Reduktion einzelner Deckenglieder (Aroser Schuppenzone) auf der Madrishornseite eine Angliederung an schon Bekanntes nach dieser Richtung nicht gut möglich ist, sei dennoch das Profil des Kessigratausläufers (Cunn-rüfe) der Ausgangspunkt für die Durchmusterung der Ge-hänge zwischen Schlappintal und Monbiel.

Formationen der **Falknisdecke** bleiben auf der ganzen Strecke unter Moräne und Schutt verborgen, es sei denn, daß die etwas phyllitischen untersten Kalkschiefer, welche den tieferen Sulzfluhkalk und -granit bei Matätsch unterteufen, noch der Oberkreide dieser tiefsten unterostalpinen Decke

[12] loc. cit. 8 S. 31.

zugesellt werden dürfen. Dem **Tithon der Sulzfluhdecke** begegnen wir in zwei ungleich mächtigen Kalkvorkommen (Matätsch und Schliffitschuggen), welche beide von Serien oberer Kreide und Fetzen von Sulzfluhgranit begleitet werden. Tektonisch dürfte das tiefere Tithonvorkommen als eine von der oberen Hauptzone abgetrennte und in couches rouges Sedimente hineingezwängte Schuppe aufgefaßt werden. Eine eingehende Darstellung der Aufschlüsse hat schon *J. Cadisch* gegeben (loc. cit. [7]/4, S. 69). Von besonderem Interesse sind die durch den eben genannten Autor gemachten und teils noch nicht eingehender veröffentlichten Beobachtungen über das Vorkommen von Gesteinen der Aroser Zone (mesoz. Schiefer, Verrucano, Ophicalcit) bei Matätsch in einer tektonischen Lage, welche sie zwischen Sulzfluh- und Falknisdecke stellt [13]. Es läge hier also eine Einschuppung einer höheren tektonischen Einheit zwischen tiefere vor.

Über das Vorhandensein der Aroser Schuppenzone in der ihr zukommenden tektonischen Position gibt uns das schuttüberdeckte Gehänge wenig Auskunft. Wahrscheinlich über einer schmalen Quetschzone von Aroser Gesteinen folgt in den dem Tithonkalk des Schliffitschuggen meist benachbarten Felsköpfen eine mächtige **Folge kristalliner Schiefer von Casanatypus;** Sericitgneise und -schiefer, grünliche Quarzitgneise und Quarzite, gelegentlich fast hornfelsartig, und in ihrer Orientierung oft wechselnd, sind vorwiegend. Ein schmales Schieferband in Bündnerschieferfacies, erst nur zirka 10 m mächtig, gegen SE aber an Mächtigkeit und starker Faltung gewinnend, überlagert einen tiefern Casanagneiskomplex, der den Fuß der steilen Cunnrüfe quert. Eine zweite gleichartige Casanagneiszone, dem Schiefer aufgeschoben, unterscheidet sich von der ersteren nur dadurch, daß sie von einem Band grobklastischen Verrucano (zirka 30 m) überlagert wird. Vom Casanaschiefer leitet eine schmale rotgrün fleckige Zone in das klastische Verrucanosediment über; dieses ist lithologisch jenem, das südlich der Saaser Alp den Sulzfluhkalk begleitet [13], vollkommen analog. Oberer

[13] J. Cadisch. Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges. S. 497. Eclog. geol. Helv. Vol. XVII, 1923.

und unterer Casanakomplex hingen sicherlich ursprünglich in nicht großer Ferne miteinander zusammen und sind durch die Glanzschiefereinschiebung voneinander getrennt worden. Eine Zuteilung dieser Gesteine zu den Silvrettagesteinen (Mittelschenkelbildung) ist, obwohl der Verrucano auch gegen das Silvrettakristallin keine scharfe Grenze aufweist, kaum zulässig.

Typische Gesteine der **Aroser Zone** (s. str.) in der ihnen zukommenden Lage blieben mir unbekannt. *Mylius* dagegen erwähnt von der Cunnrüfe eine Quetschzone mit Wechsellagerung von «Flysch», Gneis, Verrucano, Hauptdolomit, «Arlbergkalk» und Serpentin. Beruhen diese Beobachtungen in allen Teilen wirklich auf anstehendem Gestein, woran ich zweifle, so entspräche die Einschaltung einer solchen Quetschzone mit Dolomit und Serpentin zwischen dem höheren Casanakomplex und dem Sulzfluhkalk sehr wohl nach Lage und Zusammensetzung der Aroser Zone und wäre auch mit den Beobachtungen nächst Monbiel in Einklang.

Rückblickend über ein dermaßen kombiniertes Profil durch den SW-Ausläufer des Kessigrat erkennen wir somit die Aufeinanderfolge:

Schuppenförmige Quetschzone von Aroser Gesteinen,
Tithon der Sulzfluhdecke und zugehörige Kreidesedimente,
Schmale Quetschzone der Aroser Schuppenzone (?),
Mächtiger Komplex von Casanaschiefern, nebst Verrucano und schistes lustrés,
Silvrettakristallin.

Eine Ausschau weiter nach Osten unterbricht uns aber schon wieder diese gewonnenen Zusammenhänge. Im Tal von Pardels treten uns allein mehr, wie schon *Theobald* bekannt, in ansehnlichen Felsköpfen die schistes lustrés entgegen; Casanaschiefer bleiben verborgen oder sind ausgekeilt. Statt dessen aber schaltet sich eine neue Zone an der Basis des Silvrettakristallins ein. Erst in Blöcken, dann

in kleinen Ausbissen [14] sich anzeigend, folgt eine verkehrt gelagerte Schichtfolge, bestehend aus Aptychenkalk mit Radiolarit und Hauptdolomit; diese Serie gibt uns das Leitband bis zum Untertauchen der Sedimente hinterhalb Monbiel. Eine weitere Schilderung dieser Verhältnisse kann hier unterbleiben, da ich über diese in allgemeiner Form schon bei Besprechung der geologischen Beschaffenheit des Gehänges des kleinen Bergsturzes von Monbiel mich ausgelassen habe [15]; die dort beigefügte Kartenskizze mag die fernere Erläuterung geben. Zur Wahrung des Zusammenhanges seien daraus die folgenden Punkte hervorgehoben:

1. Die Auflagerungsfläche des Silvrettakristallin erleidet weitere Verbiegungen durch anscheinend mehr oder weniger kuppelförmige Aufwölbungen der Unterlage; die hohe Lage des Hauptdolomites bei P. 1839 sowie westlich des Fraschmardin-Tobels entsprechen den sichtbaren Höhenpunkten derselben, während im Monbieler Wald sich zwischen beiden wieder eine kleine tektonische Mulde einsenkt, der sich ihrerseits in tieferen Deckenteilen wieder ein kleiner „Buckel" vorlagert (vergl. Profilskizze Fig. 1 in loc. cit. [16].

2. Eine mächtige Serpentinlinse schaltet sich zwischen die Sedimente; sie erreicht im Muttentobel gegen 135 m Mächtigkeit und enthält Einschlüsse von Radiolarit und Triasdolomit [17], setzt aber, so unvermittelt wie sie eingesetzt hat, wieder aus. An der Basis des Serpentins gesellen sich als neue Glieder weißer Quarzitsandstein, bunter brecciöser Sandstein nebst mächtigerem Triasdolomit ins Schichtprofil.

3. Ein von Pegmatiten und Apliten durchsetzter Casanaschieferkomplex markiert das östliche Ende der Silvretta-

---

[14] loc. cit. [8], S. 14.

[15] Eine 100 m betragende Mächtigkeit des Hauptdolomites läßt sich daraus aber nicht erkennen. (M y l i u s, loc. cit. [11]. S. 134.)

[16] M. M. B l u m e n t h a l: Der Bergsturz von Monbiel bei Klosters aus dem Jahre 1770 und die geologische Beschaffenheit seines Gehänges. Bündnerisches Monatsblatt, Nr. 4, 1925. S. 99.

[17] Sehr schöne Aufschlüsse der Durchdringung von Serpentin in Radiolarienschiefer und Bildung von Ophicalciten enthält der zirka 70 m hohe Anriß der sog. blauen Rüfe zirka 150 m östlich der „Alp" (P. 1477 m) nordöstlich über Klosters-Platz.

unterlagerung; dieser Casanaschiefer enthält nebst grünlichen Quarzphylliten quarzreiche, biotitführende Gneise und rostige Glimmerschiefer, alles Gesteine, die zum Casanakristallin der Cunnrüfe alle Übergänge zeigen.

Doch versuchen wir nunmehr die *tektonische Zusammengehörigkeit* der einzelnen Aufschlüsse und Schichtfolgen zu prüfen. Den besten Anschluß an schon Festgelegtes liefert das Ostende. Eine Schichtreihe von Triasdolomit und Juraschiefer unmittelbar unter der Silvrettaüberschiebung und verknüpft mit pegmatitdurchsetzten Casanaschiefern weist auf ihre tektonische Zugehörigkeit zur *Zone des Schafläger* (WNW Davos-Dorf). Als solche wurde durch *Cadisch*, und teils schon durch *Mylius*, das tektonische Zwischenstück zwischen dem Serpentin der Weißfluhschuppe (tiefere Schuppe der Aroser Zone) und dem Kristallin der Silvretta erkannt und ausgeschieden. Eine durch *J. Cadisch* beschriebene Serie von analogen Profilen, bestehend aus Casanaschiefern mit einer sedimentären Quetschzone, bald mit, bald ohne Verrucano, leitet in die Gegend von Davos-Dorf über [18]. Da die tektonische Äquivalenz der Zone des Schafläger in den Schuppen der Parpaner Weißhorn-Tschirpenkette zu suchen ist [19], mag hier von einer **Tschirpenschuppe** die Rede sein [20].

Die Frage nach der Zugehörigkeit der Casanaschiefer und begleitender jüngerer Sedimente, aufeinandergehäuft in der Aufwölbung des Kessigrates, darf ohne Zweifel dahin gelöst sein, daß wir sie als *Teil der Tschirpenschuppe* (Schafl ägerzone) auffassen. Wohl ist ein verfolgbarer Zusammenhang im Gelände nicht festzulegen, es sei denn, daß man die mächtigen schistes lustrés im „Tal" (Pardels) als verbindendes Band mit den gleichartigen Schiefern der Cunnrüfe betrachte. Wir kommen somit zum Schluß, daß die T s c h i r p e n s c h u p p e (resp. Decke) im Nordgehänge des obern

[18] loc. cit. 7/4 S. 67.
[19] loc. cit. 7/3 S. 392.
[20] Gemeint ist als unbestimmtes Teilstück der durch R. B r a u c h l i näher umschriebenen Tschirpendecke. (Geologie der Lenzerhorngruppe. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Lfg. IL/2, 1921, S. 83.) Obwohl es näher läge, von einer Schaflägerschuppe zu sprechen, ist diese Bezeichnung, weil verwirrend, (— anderweitig schon vergeben! Schuppe der Silvrettasedimente, B r a u c h l i , S. 78 —), besser zu vermeiden.

Prätigau nach einer ansehnlichen Entwicklung bei Monbiel eine Reduktion auf Glanzschiefer [21] erfahre, um nach einer neuerlichen Anschwellung im Kessigratausläufer *nächst der Mulde des Schlappintales auszudünnen und endgültig auszugehen.* Es hat vieles für sich, daß die Kessigratanschwellung die tektonische Fortsetzung der „Schuppenklippe" des P. Casanna ist; ihre Lage kommt gut überein mit dem nach *Cadisch* [22] in der Casannaschuppe sich geltend machenden abgedrehten NEstreichen dieses Teiles der Tschirpendecke; auch die flachgewellte Deckenantiklinale, auf welcher die Casannaschuppe liegt, fände so eventuell in der Aufwölbung des Kessigrates eine nordöstliche Fortsetzung.

Treten wir zu dem nächst tieferen Stockwerk unter der Tschirpenschuppe über. Die Gebirgsgruppe der Weißfluh enthält in solcher tektonischer Position die durch *Cadischs* Aufnahmen in allen Details klargelegte **Schuppe der Weißfluh-Cotschna;** sie ist dort gekennzeichnet durch eine recht mächtige, wenn auch, wie in der ganzen Aroser Zone, unvollständig entwickelte Trias, welche nach oben in eine orogene klastische Facies übergeht; verkehrte Schichtlage ist vorwiegend. Die obere Begrenzung der Weißfluhschuppe ist gegeben durch den Serpentin der Totalp, von dem wir einen örtlich noch stark angewachsenen Ausläufer im Serpentin von Monbiel (blaue Rüfe) kennen gelernt haben. Die Zuordnung der vorhandenen Ausbisse — wohl Verrucano, Buntsandstein und Hauptdolomit repräsentierend — zur Weißfluhschuppe liegt also auf der Hand. Welche Entwicklung diese nur ganz beschränkt sichtbaren Teile der Weißfluhschuppe, und wahrscheinlich noch andere hinzutretende Schichtglieder, in der weiten Bergfront zwischen Schlappintal und Monbiel nehmen, bleibt vollkommen ungewiß. In Analogie zu Verhältnissen südlich Klosters-Selfranga mag die schistes lustrés Ausbildung den Hauptanteil daran ausmachen, also der Trias-Jura-Entwicklung in orogener Fazies eine starke Entwicklung zukommen. Wie Überschiebungs-

[21] Die Mitverschleppung penninischer Schiefer und Einlogierung derselben zwischen unsere Tschirpenschuppe und Weißfluhschuppe liegt ebenfalls innerhalb der Möglichkeiten.

[22] loc. cit. [7]/3, S. 392.

kontakte oder Verfaltungen innerhalb dieser Schiefer verlaufen, bleibt natürlich eine lose Vermutung.

Überblicken wir, am Ende der Besprechung der Silvrettaunterlagerung angelangt, deren Grundzug, so zeigt sich, daß dieselbe durch einen gleichartigen „Aufbruchtypus" wie der Nordrand des Plessurgebirges gekennzeichnet ist. Nirgends ein vollständiges Schichtprofil, nirgends eine weitausgreifende Faltung, lauter Schubstücke, Splitter und Fetzen eines ehemals zusammenhängenden Ganzen. Den Ordnungsstörer kennen wir; es ist die überlagernde gewaltige Schubmasse der Silvretta und ihrer „Anverwandten"; die folgenden Abschnitte gelten der Bekanntmachung mit der inneren Struktur von einem kleinen Teile derselben.

Zur Schichtfolge im Silvrettakristallin.

Ein Versuch, in der gewissermaßen starren Masse der kristallinen Schiefer etwelche scharfe und durchgehende Leitlinien zur Gliederung derselben zu finden, geht fehl. Stetige Wiederholung gleicher und ähnlicher kristalliner Gesteine in allen möglichen Übergängen macht alsbald eine einmal festgelegte Hoffnung auf Erfolg wieder zunichte. Zur Gliederung des mächtigen kristallinen Komplexes bleibt nichts anderes übrig als in deduktiver Art vermittelst einer möglichst großen Anzahl von Schichtlagemessungen zu trachten, das „Oben" und „Unten" voneinander zu sichten. Einheitlicher Schichtfall auf größere Strecken und das, zwar nur beschränkte Durchhalten einzelner mächtiger Gesteinsserien erleichtert streckenweise dieses Vorhaben, unerwartete Unregelmäßigkeiten in den großen Baulinien, Übergänge und Auskeilen ganzer Gesteinsserien gestatten aber doch nur einen Teilerfolg. Eine gewisse Schematisierung und Zusammenfassungstendenz ist unerläßlich, um einen Überblick zu bekommen. Eine detaillierte Bearbeitung des Gebietes auf petrographisch-genetischer Grundlage muß der nächste Schritt zur Erweiterung der Kenntnis dieses noch so wenig bekannten Teilgebietes der Silvretta sein.

Entsprechend dem allgemeinen, gewölbeartigen Abfall dieses Teiles der Silvretta gegen N und NW treffen wir den

tiefsten Gesteinskomplex im SE der Gebirgsgruppe. Schilt, Fergenhörner und Kessispitz heben sich schon auf Abstand durch ihre gewaltigen Plattenschüsse aus dem Bergeskranz hervor. (Plattenhorn am Hühnersee!) Es sind *lichte, grobflaserige, zweiglimmerige, jedoch biotitreichere* **Orthogneise,** innerhalb welcher einzelne Zonen rostig verwitternder Glimmerschiefer (Rote Furgge, Sädelhorn) durchziehen. Große Feldspateinsprenglinge (Orthoklas) machen das Gestein zu einem prächtigen *Augengneis,* der besonders im Hintergrund des Garnera-Tales eine typische Entwicklung zeigt; ich möchte deshalb diesen tiefsten Komplex der Orthogneise als **die Garneragneise** bezeichnen. In der Richtung nach größerer Tiefe gewinnt das Gestein gelegentlich granitischen Habitus (Garfiun), dagegen nach der Höhe zu, insbesonders in der Schiltkette, stellen sich mehr *feinflaserige Augengneise* ein, in welchen Biotit zurücktritt oder fehlt und blätterige Komponenten überhaupt schon stark einer *Umwandlung in chloritische Mineralien* Platz gemacht haben; alle Übergänge zu *Hornblendegneisen* machen sich in diesen höheren Augengneisen geltend; da diese Gneise im wesentlichen Teile der Schiltkette, also im Grat der Älpeltispitze ihre Hauptentwicklung besitzen, sei von der *Älpeltiserie* die Rede. Eine mehr als nur ganz approximative, rohe Scheidung von den tieferen Garneragneisen ist nicht möglich. In Übereinstimmung mit der Art der tektonischen Linienführung (Prof. V und VI) muß auch der Gneiskomplex des Madrishorn dieser Älpeltiserie gleichgestellt werden; Hornblendegesteine, hauptsächlich als Hornblendeaugengneise entwickelt, gewinnen dort die Oberhand. Weniger bedeutend ist die Älpeltiserie im Hintergrund des Garnera-Tales, von wo sie dann nordwärts zieht, um am Ausgang des Tales bei Gaschurn in die Taltiefe des Montafun abzubiegen und unterzuteufen; eine wechselnde Serie von Glimmerschiefern, Glimmergneisen und Quarzitgneisen nimmt hier das Niveau der Älpeltiserie ein.

Von dem tieferen, praktisch als einheitlich zu bezeichnenden Gneiskomplex der Schiltkette (approx. max. Mächtigkeit 3800 m) läßt sich eine *obere Schichtabteilung* abtrennen, welche charakterisiert ist durch das **Vorherrschen am-**

phibolitischer Gesteine. Charakteristisch ist ein unendlicher Wechsel der feinen Amphibolitbänder mit den weißen Feldspat- und untergeordnet auch Quarzlagen, was mächtigen Schichtkomplexen ihre feine Bänderung verleiht. Die Wechsellagerung bewegt sich innerhalb stets variierender Dimensionen: Dünnschichtung vom Millimeter bis zum Dezimeter ist überall vorhanden; eine Anschwellung zu mächtigeren Amphibolitstöcken mit massiger Textur ist mir jedoch nicht begegnet.

Unzweifelhaft sind wir in jenen höheren Schichtkomplex der Silvrettagesteine gelangt, der auch südlich der eigentlichen Silvretta gekennzeichnet ist durch Einlagerung amphibolitischer Gesteine. *Frank Escher* hat sie dort im äußeren Sertig und im Gebiet der Scaletta einer petrographischen Bearbeitung unterzogen [23]; auf Grund ihres Chemismus kommt er zum Schlusse, daß insgesamt umgewandelte basische Massengesteine gabbroider Herkunft vorlägen, eine Schlußfolgerung, welcher ich in ihrer Verallgemeinerung bezüglich der Amphibolitgesteine unseres Gebietes jedoch nicht als unbedingt geltend beipflichten möchte, und sei es auch nur auf Grund makroskopischer Beobachtungen. Vielmehr spricht meines Erachtens der tausendfältige Wechsel mit saurerem Material, die reiche Übergangsmöglichkeit ins Nebengestein (Hornblendegneise) und das Fehlen deutlich erkennbarer Eruptivstöcke stark für ein sedimentäres Ausgangsmaterial [24]. Reichliche Tuffbeimengung kann demselben einen Chemismus verleihen, der das kristallin umgewandelte Produkt nach chemischen Gesichtspunkten von dem eines rein eruptiven Ausgangsmaterials nicht mehr trennbar erscheinen läßt [25].

---

[23] Frank Escher: Petrograhische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und P. Kesch. Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, LX. Bd. 1921, S. 85.

[24] Eine Art Palimpsesttextur, wie sie sehr für die Entstehung aus sedimentärem Material spricht, fand ich in einem schön gebänderten Amphibolit nördlich Gampaping (Gargellental), woselbst die Bänderung ganz die Anordnung wie in einem feinen sandig-tonigen Sediment mit Discordanzschichtung zeigte.

[25] Innerhalb der Amphibolite des Luganeser „Seengebirges" glaubt P. Kelterborn (Geologische und Petrographische Untersuchungen im Malcantone [Tessin], Verhandl. d. Naturf. Ges. Basel, Bd. XXXIV, S. 211), den Amphiboliten mit vorwiegend saurem Plagioklas als sedimen-

Das Gebiet der stärksten Entwicklung der Amphibolite innerhalb unserer Gebirgsgruppe liegt in der Umgebung von Gargellen; von dort strahlen dieselben nach verschiedenen Richtungen aus; nach Süden zu verlieren sie an Bedeutung; in der Richtung nach Norden entwickeln sich die höheren Lagen zu weit sich hinziehenden Zonen. Nach ihrer gegenseitigen Lage zueinander seien die Amphibolitkomplexe als I A, II A, III A auseinandergehalten, wobei neu sich zwischenschaltende Komplexe mit Buchstaben indiziert werden und tiefere, außerhalb der Gebirgsgruppe neu hinzutretende mit arabischen Ziffern die Reihe nach unten fortsetzen könnten. Daß mit diesen Amphibolitkomplexen keine einigermaßen scharf umgrenzte Schichtserien zusammengefaßt werden, erhellt aus dem zuvor Gesagten. Obwohl Schichteinheiten von großer Variabilität vorliegen, bieten diese dennoch die brauchbarsten Leitlinien zur Skizzierung des inneren Baues, weshalb auf den Verlauf derselben später im tektonischen Abschnitt noch zurückzukommen sein wird.

Eine auffällige Einschaltung innerhalb der Amphibolitserien der Schmalzberg-Heimspitz-Kette formt der als *Valiseragneis* bezeichnete granitoide Augengneis, der mit dem Orthotypus von Garnera völlig übereinkommt, was, abgesehen davon, daß beide unter den grünen Felswänden der II. Amphibolitserie zum Vorschein kommen, dazu veranlassen kann, beide miteinander in Beziehung zu bringen. Dieser Valiseragneis tritt in massigen Felswänden im mittleren Teil des versteckten Valiseratales zutage (rechtseitiges Nebental zum Gargellental, vergl. geologische Karte Fig. 1 in loc. cit. [2]) und zieht von dort gegen den Grat des Schmalzberges hinauf.

---

tärer Herkunft, jene mit vorwiegend basischem Plagioklas als eruptiver Abstammung gegenüberstellen zu dürfen. Ähnliche Verhältnisse können auch in der Silvrettamasse, die ja in ihrem Wurzelland dem „Seengebirge" lithologisch verwandt sein dürfte, vorliegen. Gegenüber den mir von orientierenden Exkursionen zwischen Malcantone und Val Colla bekannten Amphiboliten ist unser Silvrettagestein noch durch einen stärker ausgebildeten „Bändertypus" gekennzeichnet. Von den Amphiboliten des westlichen Tirol dagegen sagt W. Hammer, „daß es am wahrscheinlichsten ist, daß es sich um magmatische Ergüsse handelt, gleichen Alters wie die begleitenden Sedimente, vielleicht verbunden mit Tuffen und tuffigen Mischablagerungen". (Einige Ergebnisse der geolog. Landesaufnahme der Westtiroler Zentralalpen, Geol. Rundschau Bd. XVI, 1925.)

Als *oberste Schichtgruppe* kristalliner Gesteine unserer Gebirgsgruppe folgt über den Amphiboliten eine Folge von vorwiegend **Glimmer- und Granatglimmerschiefern,** die insbesondere in der Kette der Heimspitze typisch vorliegen. Sie ist fernerhin gekennzeichnet durch das Auftreten von Quarzbändern und -linsen, in denen das *Andalusitvorkommen* der Heimspitz zu Hause ist. Der Andalusit findet sich vorwiegend in der Randzone dieser Quarzlinsen, die oft mechanisch stark hergenommen sind. Eine Verknüpfung mit Pegmatitgängen ist nicht ersichtlich; ob diesen Andalusiten eine regionalmetamorphe Entstehungsweise zukommt, oder ob sie mit pneumatolytischen oder hydrothermalen Vorgängen in Zusammenhang zu bringen sind, bleibt wohl noch unentschieden [26].

Die Granatglimmerschiefer werden vorwiegend in den Kammlinien der Bergketten angetroffen (Valisera-Vergaldner Joch, Rotbühlspitz); die mehr sporadisch auftretenden Granatglimmerschiefer [27] des St. Antönier Grenzkammes dürften einem tieferen Niveau als jene der Heimspitz angehören; teilweise entwickeln sie sich dort auch aus Hornblendegneisen, welche als ein Äquivalent der tieferen Amphibolite aufzufassen sind.

Nicht zu übersehen bleibt, daß die wesentlichen Züge der Schichtfolge, wie sie bis anhin ausgeführt wurden, eine unverkennbare Analogie zu südlichen Teilen oberostalpiner,

---

[26] An dieser Stelle mag eben noch auf die geologische Bedeutung der Andalusitvorkommen hingewiesen werden, wie dies schon H. P. Cornelius (Über ein neues Andalusitvorkommen in der Ferwallgruppe und seine regionalgeologische Bedeutung. Zentralblatt f. Mineralogie usw. Nr. 10 1921) getan hat. Obwohl die verschiedenen Andalusitvorkommnisse in Silvrettagesteinen (Flüela-Scalettagebiet, Reutlingerhütte, Heimspitz-Gaschurn, Parpaner Rothorn) in ihrer heutigen tektonischen Position weit auseinander liegen, ist die Wahrscheinlichkeit einer gleichartigen Bildungsweise sehr groß; diese Minerale nehmen sich aus wie ein Faciesmineral in gewissen Silvrettagesteinen, welch' letztere an allen Orten des Vorkommens des Andalusites sehr große Verwandtschaft zueinander zeigen (Paragneise-Glimmerschiefer). Dies berücksichtigend, scheint mir eine lithologisch begründete Entstehungsursache sehr plausibel; F. Escher neigt gleichfalls dieser Auffassung zu, wenn er sie aus dem Tonerdemolekül unter Einwirkung hoher Temperatur hervorgehen läßt (loc. cit. [23], S. 96). H. P. Cornelius dagegen spricht sich für eine Bildungsweise auf hydrothermalem Wege aus (loc. cit. [26], S. 291).

[27] Einen Gesteinstypus dieser Region beschrieb A. Bodmer-Beder (loc. cit. [1], S. 61) als Hornblende-Zoisitschiefer.

kristalliner Deckmassen zeigen. Wenn *Frank Escher* in der Scalettagruppe eine Folge von Orthogneis, Amphibolitzonen und Paragneis (Tonerdesilikatgneise) auseinanderhält [28], so erkennen wir darin auch das in unserem Gebiete durchgeführte Schema wieder; verschieden ist dagegen die Beteiligung von Durchbruchgesteinen; Gangbildungen treten in unserem Silvrettaabschnitt, wenn sie überhaupt vorhanden, sehr in den Hintergrund [29].

Der Aufstieg zu den höchsten Schichtlagen hielt uns mehr an eine mittlere Partie der Gebirgsgruppe. Eine Nordwärtswanderung längs des westlichen Erosionsrandes der Silvrettamasse (Gargellenköpfe-Sarotlaspitzen) führt, entsprechend der Schichtorientierung, fortzu wieder in tiefere Schichtlagen zurück, dies jedoch ohne damit in den tiefsten Orthogneistypen von Garnera und Schilt anzulangen. Der unterste Amphibolitkomplex erscheint hier noch mehr in einzelne Teilserien aufgelöst; Ersatz durch Hornblendegneise [30], insbesonders in der Richtung gegen die Madrisa zu, ist gewöhnlich; daselbst gesellt sich in den oberen Teil dieses Schichtkomplexes eine mächtige, wahrscheinlich linsenförmig abzugrenzende *Masse von Augengneis*, die zum größten Teil den mächtig ins Tal vorspringenden Felsklotz der *Madrisa* aufbaut. Eine gleichartige Augengneiszone streicht in einem um einige hundert Meter tieferen Niveau durch die Zacken der *Platinaköpfe* und des *Reutehorn*. Beide diese Augengneise sind von den granitoiden Augengneisen von Valisera und Garnera leicht scheidbar; sie stehen näher grünlichen Gneisen der Älpeltiserie; beide Gneise scheinen in der Richtung nach Osten rasch an Bedeutung zu verlieren.

[28] loc. cit. [23], Fig. 3. Schematische Gesteinsfolge I, S. 107.

[29] Die Westseite der Paßhöhe des Schlappiner Joches wird mauerartig von einem kleinen Felszug flankiert, der bedeutend steiler als die flach SE fallende Umgebung einfällt (Str. N. 22°, E, 53°, ESE), so daß man glauben könnte, eine gangförmige Lagerungsweise vor sich zu haben. Rothpletz erwähnt dieses ziemlich dicht quarzitische, grünlich-weiße Gestein als „felsitischen Porphyrgang" (loc. cit. [10], S. 111). Ob es sich wirklich um eruptives Material handelt, hätte eine genauere Untersuchung auszumachen; das Gestein liegt über blätterigen, stark rostig anwitternden Sericitschiefern, anscheinend concordant eingelagert; die steile Schichtlage dürfte eher nur einer flexurartigen Abbiegung entsprechen.

[30] Von den „Bändern" im Gafiental ist durch A. Bodmer-Beder (loc. cit. [1], S. 77) ein Muscovitgranatgneis, der dieser Region angehört, beschrieben worden.

Der Gneis des Reutehorns wird unterlagert von einer Schiefermasse, der das Tal des Gweilbaches folgt *(Gweilserie),* und in welcher Biotit- und stark rostig anwitternde Muscovitglimmerschiefer eine Rolle spielen. Wir haben mit dieser Gweilserie am Nordrand unserer Gebirgsgruppe wieder das Tiefste erreicht, ohne jedoch uns Rechenschaft geben zu können, welches Äquivalent diesen tiefsten Silvrettagesteinen der Montafuner Seite jenseits in den Bergen des Prätigau gegenübersteht; ob dieselben gleichaltrig mit den Gesteinen der Älpeltiserie oder, was wahrscheinlicher ist, sie in den tiefern Garneragneisen ihr stratigraphisches Niveau besitzen. Die Überschiebungsfläche der Silvrettadecke dürfte, bevor es zu einer Verknüpfung der aufeinander zugeneigten Schichtkomplexe gekommen ist, dieselben abgeschnitten haben. (Vergl. die hypothetische Korrelation in Prof. IX).

Eine, wie nochmals betont sei, schematische Aufteilung des Kristallins der Gebirgsgruppe hat uns nunmehr übergeleitet zu tektonischen Erörterungen; beschließen wir damit diese Ausführungen.

Die Innenstruktur des Silvrettakristallins.

Vergleichbar einem gigantischen Tankwagen, der von Südosten her allgewaltig über seine Unterlage hinwegbewegt wurde, überfuhr die kristalline Masse ihre Unterlage, dieselbe da und dort wohl aufschürfend und aufstauend. Gleich wie die Raupe des Tanks, um in diesem Vergleiche weiterzufahren, sich den Unebenheiten des Untergrundes anschmiegt, so wogt die Basis der kristallinen Masse auf ihrer Unterlage auf und ab. Die Deckenkulminationen der Weißfluh und des Madrishorn sind die größeren Schwellen, die kleineren Verbiegungen, die wir auf der Strecke Schlappintal-Monbiel antrafen, deren kleinere Unebenheiten.

Ein Verfolgen des Überschiebungskontaktes sei hier übergangen; verschiedene andere Arbeiten geben darüber Auskunft. Sichere Reste von Mittelschenkelbildungen längs des Außenrandes der Silvrettamasse sind in unserem Gebiete nirgends vorhanden; Massenbewegung, nicht Überfaltungs-

struktur beherrscht das tektonische Bild; die Basis der Deck=masse repräsentiert eine Scherfläche, die rücksichtslos alle Strukturen der inneren Tektonik durchsetzt.

Als Ganzes fügt sich der Bauplan des Kristallinen der Gebirgsgruppe in die Nord= und Nordwestabdachung der großen Silvrettakuppel, deren Scheitelzone in der Hoch=Sil=vretta schon durch *Theobald* festgelegt worden war (Ver=eina=Weißhorn=Verstanklahorn). In großen Linien dominiert deshalb, besonders in tieferen Lagen der vorerwähnten Schichtserien, ein NW gerichtetes Abfallen; zahlreich sind jedoch die sich zwischenschaltenden Strukturen, deren Hauptlinien mit der Durchmusterung der Prätigauer Seite begonnen sei.

In mächtigen Platten schießen die Gneise des Schilt=Älpeltikammes NWwärts zu Tiefe; in einer mittleren Höhen=zone wird man jedoch gewahr, daß dieser einfache Bau nicht bis hinab zur Überschiebungsfläche herrschend bleibt. Das tief in den Bergkörper einschneidende Tal von Pardels ent=hält ein **weitgeschwungenes, nach NW gerichtetes Gewölbe** *(Gewölbe von Vercuolm);* aus ihrem mäßigen NWfall gehen nämlich die höhern Gneislagen der Älpeltispitz nach unten allmählich in steile Schichtstellung über, welche ihrerseits wieder in SEfall, also überkippte Lagerung überleitet (Prof. III und IV). Dieses weitgeschwungene kristalline Gewölbe dürfte das ganze Westende der Schiltkette beherrschen, bleibt aber in seiner im wesentlichen sicher NEwärts gerichteten Streich=richtung der weiteren Verfolgung verborgen.

Ein weniger übersichtliches und in den allgemeinen NW=abfall geradezu eingezwängtes kleineres Gewölbe ergibt sich aus den Schichtlagemessungen zwischen Monbiel und Äl=peltispitze; der Bergvorsprung des Monbieler Älpelti liegt in dessen Scheitel; der Ostschenkel des Gewölbes zeigt eine auffällige Konkordanz mit dem Ostgefälle der tieferen Schuppen (Prof. IV); offenbar handelt es sich aber nur um eine zufällige Parallelstellung [31].

[31] Welche tektonische Formen jenseits der Landquart in der Gruppe des Pischahorns jenen der Schiltkette entsprechen könnten, ist noch nicht näher nachgeprüft. Herr cand. geol. Albert Streckeisen (Basel), der mit einer geologisch=petrographischen Bearbeitung der Berge zwischen Landquart und Sertig beschäftigt ist, stellte im wesentlichen WNW=ESE

Wenig Analogie zur südlichsten Bergkette zeigt im ersten Überblick die zweite Bergkulisse (Valifenzer Grat im weiteren Sinne). Hier hebt ein Amphibolitkomplex erstmals die Hauptlinien des Baues deutlich hervor. Eine **weitgespannte Synklinale** dehnt sich zwischen **Madrishorn** und **Rotbühlspitz** (Prof. VI); ihre undulös gewellte Muldentiefe verläuft über die Schlappiner Spitzen **(Schlappiner Synklinale);** als jüngstes krönen die östlichen Bergspitzen noch Kappen der Granatglimmerschiefer [32]. Vergeblich sucht man jenseits des Schlappiner Joches nach dem Amphibolit des östlichen Muldenflügels; Hornblendegneise, teils Augengneise, bleiben dort herrschend. Die Gruppe des Madrishorn, nach Norden ausgreifend über den Felsklotz der Madrisa, formt eine Region, nach welcher zu in verschiedenen Niveaus die Amphibolitfacies auskeilt; in Karte und Profilen wurde in ganz schematischer Weise versucht, dies, hier wie anderwärts, zum Ausdruck zu bringen; ein genaues Kartieren wäre sehr zeitraubend und vielleicht erst nicht von Erfolg begleitet.

Den Zusammenhang des synklinal gebauten Gebirgsstückes des Valifenzer Grates mit der vorwiegend gewölbeförmig aufgebauten Schiltkette vermitteln die Amphibolite. Als ein unvollständiges Muldenstück sind die Amphibolitgesteine im Ostende der Schiltkette zwischen Kessigrat und Juchzentschuggen noch erkennbar (Prof. V). Auch hier kommt man nicht darüber hinweg, ein Auskeilen der grünen Gesteine in westlicher Richtung anzunehmen. Die Mulde der Schlappiner Spitzen kommt somit schief über das Gewölbe von Vercuolm zu liegen. Wie sich die Verhältnisse auf der Westseite des unteren Schlappintales gestalten, wurde, weil jenes Gebiet durch *W. Häfner* kürzlich bearbeitet wurde, nicht weiter nachgegangen.

---

bis NW-SE (Vereinatal) verlaufende und S-SW fallende Zonen fest, was zur Hauptorientierung der Nordseite in auffälligem Gegensatz steht. Ob eine tektonische Trennungslinie hier durchstreicht, oder — was wahrscheinlicher ist — ob diese Orientierung allein dem westwärts gerichteten Abfall des „Silvrettagewölbes" entspricht, ist noch ungewiß.

[32] Die sehr deutliche Übereinanderlagerung von Granatglimmerschiefer, Amphiboliten und Gneis im Rotbühlspitz ist schon von G. A. Koch in seinen Reiseberichten (1876, loc. cit. [4]) hervorgehoben worden. In höherer Lage als die Granatglimmerschiefer der Rotbühlspitz folgen in der Synclinale nochmals typische Amphibolite (Wurmspitz).

Das Analogon zum Valifenzer Grate formt der von der Rotbühlspitz nach den Ritzenspitzen verlaufende Kamm; das Palmtaljoch entspricht der Synklinale; ein Axengefälle der Mulde ist auf diese Erstreckung noch nicht erkenntlich und ihre weitere Fortsetzung in der dritten Bergkulisse ist durch eine Störung beeinflußt (Prof. VII). Doch bevor wir uns dieser dritten Bergkette zuwenden, halten wir erst Ausschau auf der linken Talseite von Gargellen.

Eine Wiedergabe der im Kristallinen des Ostabhanges des österreichisch-schweizerischen Grenzkammes gemachten Beobachtungen enthält die geologische Karte des Gargellen-Fensters (Fig. 1, loc. cit. [2]). Nach den im Vorangehenden gegebenen Hauptlinien des Baues muß der genannte Grenzkamm als Ganzes der Westflanke der breitgespannten Schlappiner Synklinale entsprechen. Das vorwiegende SE-fallen der dortigen Amphibolite, die als eine untere Abteilung der ersten Amphibolitserie aufzufassen sind, ist damit in Zusammenhang; daneben ist dieser Westflügel in zahlreiche Undulationen, kleine Antiklinalen und Mulden aufgeteilt. Von der Art der Miteinbeziehung der Basis der Silvretta in eine späte Faltung der darunterliegenden Decken (Gafier-Antiklinale) war schon anderwärts die Rede (loc. cit. [2], Abschnitt Fenster am St. Antönier Joch und Beziehungen zum Silvrettakristallin).

Gleicherweise wie im Valzifenzer Grat macht sich südöstlich der Gargellenköpfe ein Ausklingen der Amphibolitfacies geltend; Hornblendegneise, die gelegentlich ein recht dioritähnliches Aussehen gewinnen können [33], gewinnen die Oberhand. Die imponierende Bergform der *Madrisa* [34] liegt

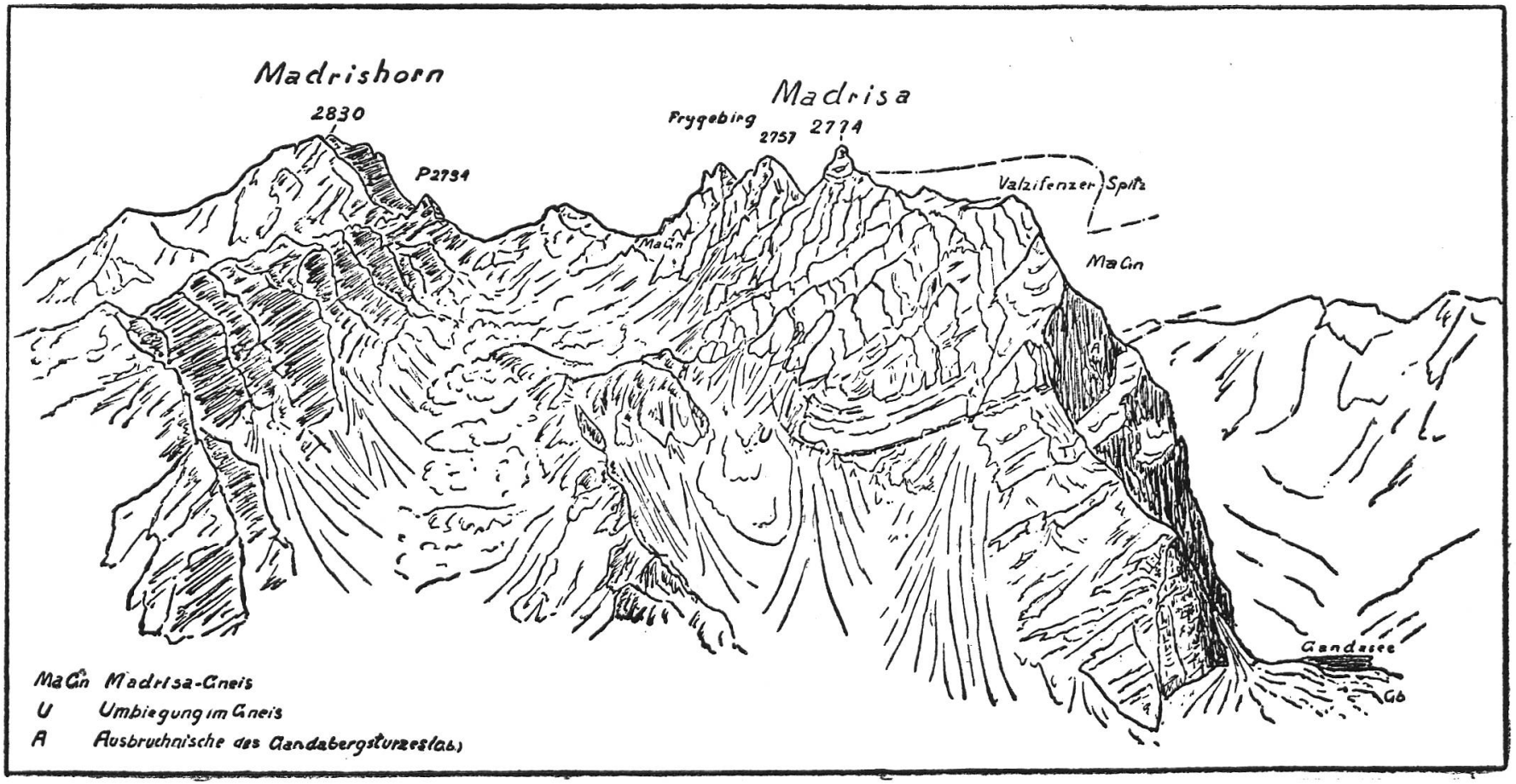
[33] In Übereinstimmung mit H. P. Cornelius (Bemerkungen zur Geologie des östlichen Rätikons; Verhandl. d. Geol. Staatsanst. Wien, 1921, Nr. 6) und entgegen W. Seidlitz (loc. cit. [1], S. 8) sei hier angeführt, daß mir echte Diorite im Silvrettakristallin nirgends zu Gesichte kamen.

[34] Als Madrisa wird hier entsprechend dem auf vorarlbergischer Seite üblichen Gebrauche der Bergstock von P. 2774 m der Siegfriedkarte (dort Madriserspitz) bezeichnet; der höchste Punkt der ganzen, engeren Berggruppe ist das auf Schweizer Gebiet liegende Madrishorn (2830 m). Die gleiche Namensscheidung führt auch W. Flaig in seinem Hochgebirgsführer (Die nordrätischen Alpen, Bd. I, Rätikon, Dornbirn 1924) durch. Die in diesem touristisch sehr gut orientierenden Werkchen erwähnten Zacken und Türme in dem kühnen Nordanstieg zum Gipfel — Flaigs „zwei Wächter" mit dem „Spieß inmitten" — entsprechen dem

außerhalb des eigentlichen Amphibolitbezirkes; die erwähnten Augengneise sind die Ursache, daß diese ma die übrige Landschaft überragende Felsmauer der Ei getrotzt hat. Aber auch die tektonischen Linien sind den massigen Gneiskomplex beeinflußt. Die auf der und Südostseite an der Basis der Bergmasse 30 bis 5(fallenden Gneise und Glimmerschiefer wenden sich in obersten Lagen in einer Höhe von zirka 2200 m um, sie die höheren Augengneise muldenförmig umsch wollten (Fig. 1 und Prof. Fig. 8, loc. cit. [2]). Ob es sich lich um eine deratig stark akzentuierte Faltung oder n eine spitze Auffaltung mit scheinbarer Muldenbiegung delt, ist in dem wilden Felschaos mühsam zu verfolgen stärker porphyroblastisch ausgebildeten Gneise der M gehen nach SW allmählich in die mehr flaserigen Gnei Madrishorn über; gegen Osten fehlt ihnen eine Fortse wie auch die erwähnte tektonische Komplikation si keine entsprechenden Beobachtungen der rechten Garg talseite ankünpfen läßt.

Untersuchen wir nunmehr diese Talseite in der Sch berg-Valiserakette. Obwohl gegen das Gargellental zu Abstürze eine sicherlich einheitlich gebaute, gleich bergeinwärts fallende — somit dem Westflügel der S piner Synklinale entsprechende — Schichtfolge zum strich bringen, bleiben dennoch manche Zusammen unsicher. Über dem in der Tiefe des Gargellentale gedeckten Fenster türmt sich im Schmalzberg eine v gend aus Amphiboliten, daneben aus zahlreichen Gnei Quarzitgneiszwischenlagen bestehende Schichtgrupp zirka 1300 m Mächtigkeit auf. Als die bis anhin tiefste, sagen unmittelbar über der Überschiebung auflagern sie als die „erste" Amphibolitserie (IA) zu bezeichnen fil VII); sie setzt nach Süden in ungefähr gleicher Mä keit, ebenfalls verschiedene Gneislagen enthaltend, in d brüche der Ritzenspitzen (Schießhorn und Alphorn) nach Norden bleibt sie die rechtsseitigen Gehänge d teren Gargellental fast bis zu dessen nördlichem Au

Einsetzen der oben erwähnten Madrisagneise auf der Gratkante die Ansichtsskizze Fig. 1).



Figur 1. **Madrisa,** gesehen von den Ritzenspitzen.

flankieren; eine starke Mächtigkeitsabnahme ist hier je nicht zu verkennen.

Eine höhere, zweite Amphibolitserie (II A) baut die zacken der Mittagsspitz und die Wände, die die Va und die Heimspitz umsäumen, auf. Zwischen diesen b Komplexen grüner, epidotreicher Schiefer schaltet sich, Übergangschichten geschieden, der massige Augengnei Valiseratales ein, sich ausnehmend, als ob er den Kern westwärts gerichteten Falte darstellen würde. Ma spricht dafür, daß wenigstens genetisch dieser Granit als ein „Annex" des jenseits im Garneratal in ähnliche filfolge zum Vorschein kommenden Garneragneises sehen ist. Ob auch in tektonischem Sinne von einer Ar spaltung von jenem die Rede sein kann, erscheint mir erst im Schmalzbergkamm, sehr fraglich. Eine Art mög Beziehungen zwischen Valisera- und Garneragneis ist i Prof. VII bis IX angedeutet. Die sich daraus etwa ergel Frage nach der Möglichkeit der Identität der erster zweiten Amphibolitserie resp. einer synklinalen Dopp in der ersten, glaube ich verneinen zu müssen. Die Fa ist hier doch nicht dermaßen „heftig"; Anhaltspunkt eine Wiederholung des Schichtprofils — mit Ausnahme oben und unten ein Amphibolitkomplex liegt — sind ebe nicht erkennbar. Auffälligerweise nimmt die Zone des seragneises im Vergaldnertal ein Ende. Obere und u Amphibolite schmelzen in der Bergkette der Ritzens zu einem einheitlichen Komplex zusammen; die starke tigkeitsreduktion der Amphibolite gegen Süden erhel dem Vergleich der Komplexe der Valiserakette und des Valzifenzer Grates.

Glaubte ich somit im Hauptkamm Valisera-Schmal noch keine gegen Westen gerichtete Überfaltung im stallin voraussetzen zu dürfen, so kommt man weiter lich über die Annahme einer solchen — möglicherwei gleitet von einer Abscherung — schlechthin doch nich weg (Prof. VIII). Lokal beobachtete steile Aufrichtun dem Valiseragneis vorgelagerten quarzitischen und amp litischen Gesteine sowie das weiter nördlich am Kobel f stellende Sicheintiefen einer spitzen Synklinale (Pro

dienen als Stütze einer solchen Auffassung. Eine entscheidende Klärung dieser Verhältnisse in dem unübersichtlichen, waldig-felsigen Gehänge ist nicht leicht erreichbar.

Die von dem zentralen Bergstock der Valisera-Heimspitz nordwärts abzweigenden Bergrücken (Kette des Versettla und Rücken der Gampapinger Alp) gehören insgesamt in den Rücken dieser Faltung. Der westlichere Bergrücken enthält im wesentlichen die Gesteine der II A, während im nördlichen Teil des östlicheren die in bedeutender Mächtigkeit neu hinzutretenden, hornblendereichen Gesteine zu einer höheren, dritten Serie (III A) zusammengefaßt werden können. Zwischen beiden hätten wir die Granatglimmerschiefer der Heimspitz zu erwarten; westlich gegenüber Gaschurn stellen sich denn auch solche ein und gleicherweise fand ich in eher dürftigen Aufschlüssen von solchen wieder Andalusite, wie an der Heimspitz.

Die tieferen Partien der linken Talseite des Montafun zwischen Gaschurn und St. Gallenkirch (Prof. X) sind aufgebaut durch eine steil NNW fallende Schichtreihe, welche die weiter südlich voneinander getrennten Schichtgruppen nicht mehr gut erkennen läßt. Aus Gneisen, Quarziten und Seicitphylliten heben sich allein noch als leitend die Amphibolite II A und III A hervor; sie besitzen auf der rechten Illseite ihre Fortsetzung und streichen über den Zapfkopf und den Madererspitz (synklinal) und über Gaschurn-Versailspitz in die Ferwallgruppe hinein. Im Gegensatz zum Gebirgsabschnitt Garnera-Gargellen drängen sich hier mächtige, steil aufgerichtete Falten aneinander, „vier fast parallele riesige Wellen, deren Antiklinalen gewöhnlich mit den im Streichen verbleibenden Kammzügen zusammenfallen" (*G. A. Koch*, loc. cit. [4]/1).

Von dem östlichen Randgebiet unserer Gebirgsgruppe sei nur noch erwähnt, daß das Garneratal nach *G. A. Koch* (loc. cit. [4]/3) ein «ausgesprochenes Antiklinaltal» formen soll. in dem sich auf Ost- und Westseite entgegengesetztes Fallen der Gneislagen gegenüberstehen. Es kommt mir wahrscheinlich vor, daß es sich mehr um weitgespannte Verbiegungen handelt als um eine tiefergreifende Domform; aus weiteren Begehungen ist mir jedoch jenes Gebiet nicht mehr bekannt.

Wir stehen am Ende der Lokaldurchsicht über den Bau der kristallinen Schiefer unserer Gebirgsgruppe; wir haben gesehen, daß **die Gesteine des Silvretta-Deckgebirges im wesentlichen in wellig weitgespannte Faltungsformen gelegt sind, die mit den darunterliegenden mittel- und unterostalpinen Schuppen keine Beziehung primärer Art aufweisen;** es ist hercynische, vorkarbonische Faltung, die sich gegenüber der tertiären Alpenfaltung passiv verhielt. Eine Zweiteilung der Silvrettamasse, ähnlich der nördlich vorhandenen „Spaltung", hervorgebracht durch den Keil der Mittagspitzenmulde", ist in der durchgangenen Gebirgsgruppe nicht zu erkennen.

Das gewaltig mächtige Schichtsystem, das — allein die besprochene Gebirgsgruppe berücksichtigend — bei Zusammenfügung der einzelnen Serien zu einer Dicke von über 5000 m anwachsen würde, zeigt insbesondere in seinen höheren Teilen eine Kristallisationsschieferung, von der man unbedingt den Eindruck erhält, daß sie die ursprüngliche sedimentäre Abkunft wiederspiegelt; kristalloblastisches Gefüge erscheint als das regionalmetamorphe Abbild der sedimentären Textur; die Gesteine sind schiefrig in ihrer Anlage, nicht allein geschiefert durch den Prozeß der Metamorphose. Die tausendfältige Bänderung amphibolitischer Gesteine diene als Stütze dieser Anschauung.

Verschiedene Forscher und ganz besonders *Rudolf Staub* [35] haben auf die Stellung der Silvrettagesteine in regionalmetamorpher Hinsicht aufmerksam gemacht. Dieselben zeigen unverkennbar den Typus von Katagesteinen, d. h. jener kristallinen Schiefer, die ihre kristalloblastische Umwandlung in der größten Tiefe erfahren haben. In Übereinstimmung damit kann aus dem Gebiete zwischen Prätigau und Montafun betont werden, daß auch eine rein makroskopische Prüfung zu dieser Auffassung gelangen muß; Mylonitisierung, das Kennmerk der Epizone, zeigt keine allgemeine Verbreitung durch das ganze Massiv hindurch, wo vorhanden, hat sie lokale und sekundäre Ursache (Überschiebungskontakt, Störungen).

[35] Rud. Staub: Über Wesen und Ursache der Gesteinsmetamorphose in Graubünden. Vierteljahrsschrift der Naturf. Ges. Zürich. LXV, 1920, S. 36.

Gegenüber der tertiären Alpenfaltung verhielt sich die Silvretta als Ganzes genommen und als Kernteilstück ober-ostalpiner Decken wie ein passiv geschobener Block; dabei mag die **schon vorhandene Kristallisationsschieferung von der alpinen Bewegung zur Schaffung neuer, oder besser gesagt, verstärkter Bauformen benützt worden sein**; leichte Wellungen im Kristallin verstärkten sich zu mehr prägnanten Falten, die eine gewisse tektonische Konkordanz mit den ihnen einst aufgelagerten und leichter sich faltenden Sedimenten anstrebten. Die triadischen Falten des unteren Landwassertales zwischen Filisur und Monstein, wie sie *H. Eugster*[36] in Text und Profilen zur Darstellung gebracht hat, geben für solche Kongruenz der Faltung ein gutes Beispiel; der Tektonik der sufenweise übereinander folgenden und gegeneinander «untervorgeschobenen» Antiklinalen hat sich dort das hercynische Kristallin in seiner Faltung angepaßt. (Eugsters Prof.-Taf. II). Die Möglichkeit, solche Verhältnisse in unserem Gebiete nachzuprüfen, ist nicht vorhanden, da die posthercynische Sedimentbedeckung nicht mehr erhalten geblieben ist. Die Lagerungsverhältnisse, wie sie in dem nächst benachbarten, Trias führenden Tschaggunser Mittagsspitz vorliegen[37], lassen sich mit dieser „Anpassungstendenz" in Einklang bringen.

Man mag sich in diesem Zusammenhange fragen, ob die im Vorangehenden beschriebenen Formen (Gewölbe von Vercuolm, eventuell „Stirn" des Valiseragneises) nicht der Ausdruck einer solchen alpin-tertiären Verstärkung hercynischer Strukturen darstellen. Ob in Zusammenhang mit der Silvrettaüberschiebung eine Schleppung hercynischer „Linien" längs der Überschiebungsfläche stattfand, wie dies in den begleitenden Profilen mancherorts zum Ausdruck gebracht ist, bleibt der direkten Beobachtung meist (Schuttbedeckung!) entzogen; das Überliegen des Vercuolmgewölbes könnte in diesem Sinne aufgefaßt werden; eine auf solche mechanische Beeinflussung — man könnte von einer tektonischen „creeping" sprechen

[36] H. Eugster: Geologie der Ducangruppe; Beiträge z. Geol. Karte der Schweiz, Lfg. 49/III.

[37] O. Ampferer: Zur neuesten geologischen Erforschung des Rätikongebirges. Verhandl. der Geol. Reichsanst. Wien, Nr. 7, 1907.

— gerichtete Untersuchung würde gewiß in Strecken, wo Steilstellung die Schieferung des Kristallins beherrscht, Fälle solcher feststellen können. Eine treffende Beobachtung aus der nächsten Nachbarschaft (östlich des Tilisunabaches, wahrscheinlich in unserer Gweilserie liegend), gibt *H. P. Cornelius* wieder [38]; er sagt: „Dabei (bei Annähern an die Silvrettaschubfläche) verschwindet die Steilstellung der Gneise und macht einer flachen, der Schubfläche parallelen Lagerung des Mylonits Platz: es hat eine vollkommene Umlegung der Schieferung stattgefunden."

Eine andere Frage ist die Beziehung der Falten des Kristallins zum äußeren Deckenrand der Silvretta. Das Kristallin der Silvrettadecke verhält sich als mechanisch anders prädisponierter Kernteil der Gesamtdecke bis zu einem gewissen Grade selbständig; der darüberliegende Sedimentmantel erlitt, besonders die höheren Teile, eine eigene Bewegung und stärkere Faltung; die Scheidelinie zwischen Kristallin und Sedimentmantel verläuft vom Arlberg über Schruns gegen das Gauertal; die streichende Fortsetzung der Linie käme über das mittlere Prätigau und das untere Schanfigg zu liegen; eine Einfügung der „Stirnpartie" des Gewölbes von Vercuolm in diesen kristallinen Deckenrand, wozu etwa eine erste flüchtige Überlegung führen könnte, ist also nicht zulässig; dieses Gewölbe liegt im Rückland einer kristallinen Silvrettastirn, wenn von einer solchen überhaupt gesprochen werden kann; es gehört also zur eigenen **Innentektonik der Silvrettamasse.** Diese Innentektonik übernimmt aber in der Streichrichtung verschiedener ihrer Leitlinien die Richtung des äußeren Deckenrandes, ein Umstand, der für die alpine Einwirkung auf die Einzelformen der hercynischen Faltung spricht. So sehen wir das Abbiegen des ostalpinen Streichens, aus einer Ost-West- in eine mehr NE-SWrichtung, wie es zwischen Allgäu und Rätikon zur Geltung kommt, auch im Verlaufe der Schlappiner Synklinale, im Gewölbe von Vercuolm und in verschiedenen kleineren Faltungen wiederkehren.

[38] H. P. Cornelius: Zur Vergleichung der mechanischen Metamorphose kristalliner Gesteine am westlichen Ostalpenrande. Zentralblatt für Mineralogie usw. Nr. 8, 1923.

Noch bleibt im Silvrettagebiet ein weites Feld geologischer Forschung offen; ein mühsames Unternehmen, das aber sicherlich Stück um Stück lohnende neue Erkenntnis aus diesem Bergland vermitteln wird, harrt der Ausführung und Angliederung an die in Graubünden festgelegten Hauptlinien des Bauplanes; eine skizzenhafte Orientierung innerhalb eines kleinen Teilgebietes vermittelt zu haben, war der Zweck dieser Blätter.

Inhalt.

	Seite
Vorbemerkung	51
Orographischer Überblick	53
Allgemeine Grundzüge des geologischen Baues zwischen Rätikon und Silvretta	55
Der Deckenausstrich zwischen Schlappin-Tal und Monbiel	58
Zur Schichtfolge im Silvrettakristallin	66
Die Innenstruktur des Silvrettakristallins	72

Beilagen:

Geologische Kartenskizze der Gebirgsgruppe zwischen oberstem Prätigau und oberem Montafun	Tafel I
Profilserie durch die Berge zwischen Klosters (Prätigau) und Gaschurn (Montafun)	Tafel II

Tafel I: Geologische Kartenskizze der Gebirgsgruppe zwischen oberstem Prätigau und oberem Montafun.

Maßstab 1:100 000

LEGENDE:

SILVRETTA-UNTERLAGE:

Penninische Bündnerschiefer

mittelostalpin:

Tschirpenschuppe
- Aptychenkalk
- Schistes lustrés
- Hauptdolomit
- Trias-Verrucano
- Casanaschiefer

} ⟨nw. Monbiel⟩

unterostalpin:

Aroser Schuppenzone
- allgemein
- Viehcalandaschuppe
- Weißfluhschuppe⟨Schlappin-Monbiel⟩.
- Serpentin
- Schistes lustrés
- Trias-Verrucano
- Hauptdolomit.

Sulzfluhdecke
- allgemein
- Tithon und Kreide *(bei Matätsch, M)*

Falknisdecke
- allgemein

SILVRETTA-MASSE:

Glimmer, Granatglimmerschiefer. Amphibolitserien
Amphibolit vorwiegend, Gneise, sericitische und quarzitische Gesteine untergeordnet.

Hornblendegneis ⟨Älpeltiserie, Ä⟩
H-gneis vorwiegend, daneben Sericitgneise, Quarzite, Glimmer- u. Granatglimmerschiefer etc. untergeordnet.

Augengneise, flaserig, chloritisch und sericitisch ⟨Madrisa und Reutehorn⟩

Garnera- und Valiseragneis ⟨Ga-Va⟩. Granitoide Zweiglimmergneis

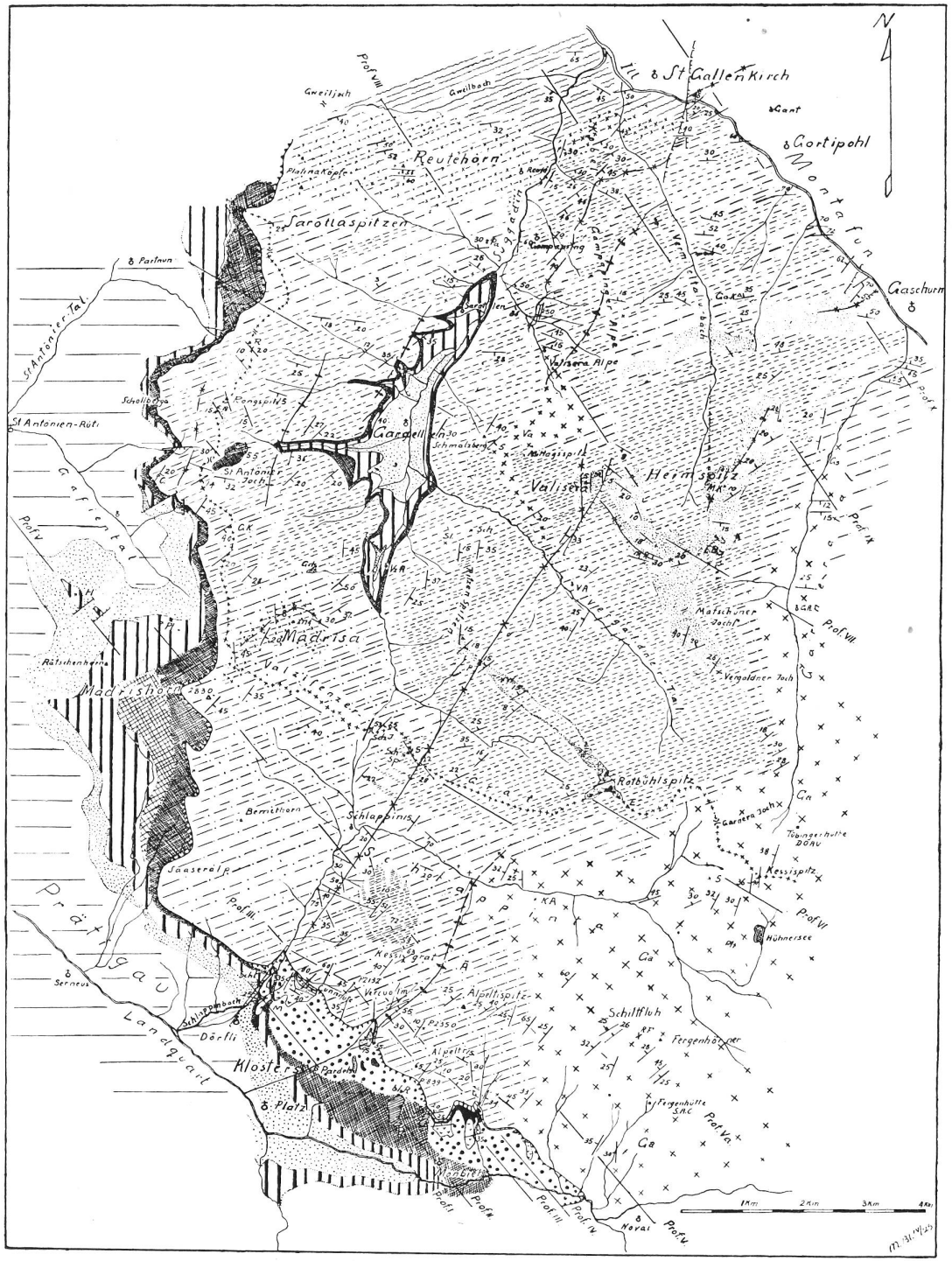
Glimmer, Sericitschiefer, Quarzite der Gweilserie.

Brüche

Anticlinalen
Synclinalen
} im Silvrettakristalin

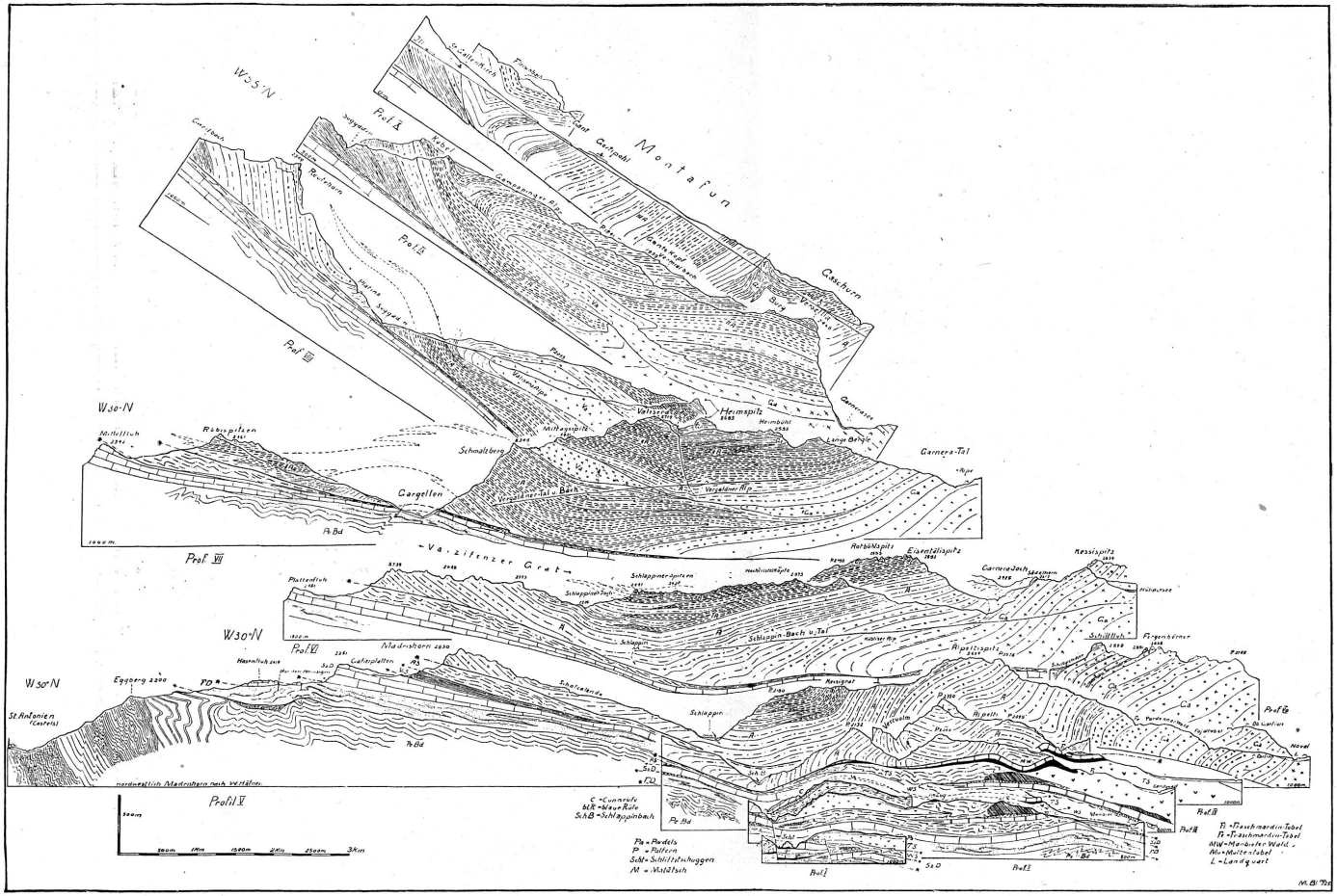
Silvrettaüberschiebungsfläche

Streichen und Fallen der Schichtlagen
⟨unterostalp. Decken zwischen Schlappinbach und Schollberg nach *W. Häfner*⟩.



Maßstab 1:75000

Tafel II: Profilserie durch die Berge zwischen Klosters ⟨Prätigau⟩ und Gaschurn ⟨Montafun⟩.



MITTEL- und UNTEROSTALPIN:

Tschirpenschuppe ⟨Schaflägerzone⟩ **TS.**

- Atychenkalk ⟨inkl. Radiolarit⟩.
- Schistes lustrés ⟨ev. verschleppt. Penninikum⟩.
- Hauptdolomit.
- Triassandsteine und Verrucano.
- Casanaschiefer → *bei Monbiel im Kessigrat*

Weißfluhschuppe ⟨WS⟩ und **Aroser Schuppenzone allgemein** ⟨AS⟩.

- Serpentin ⟨eingeschlepptes Penninikum⟩.
- Aroserschuppenzone allgemein Viehcalandaschuppe.
- „Schistes lustrés" ⟨Glanzschiefer⟩
- Triassandsteim und Verrucano.

Sulzfluh- u. Falknisdecke ⟨SzD, FD⟩.

- Sulzfluhkalk ⟨Tithon⟩ und Obere Kreide gr. = Sulzfluhgranit.
- Formationen der Falknisdecke.

Penninikum ⟨Pe Bd⟩:

- Cretacische Bündnerschiefer.
- Ruchbergserie.
- Bündneschiefer allgemein.

OBEROSTALPIN ⟨Silvrettadecke⟩:

- Kristalline Schiefer allgemein ⟨tektonische Hilfslinien⟩.
- Glimmer u. Granatglimmerschieferserie ⟨Gr.⟩
- Amphibolitserien I., II., III. A.
- Schematische Andeutung für Mächtigkeitsabnahme und Auskeilen.
- Hornblendegneise vorwieg. ⟨untergeordnet Sericitgneise und quarzitische Gesteine⟩.
- Älpeltiserie.
- Augengneiskomplexe ⟨Madrisa, Reutehorn⟩.
- Grobflaserige Augengneise.
- Valiseragneis.
- Garneragneis.
- Gweilserie ⟨Glimmerschiefer-Biotitgneise etc.⟩

- Schuppen resp. Decken trennende Überschiebungsflächen.