

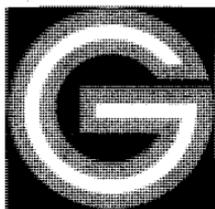
GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 25.000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

169 PARTENEN (Ost und West)

von GERHARD FUCHS



Wien 1984

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23

Anschrift des Verfassers:

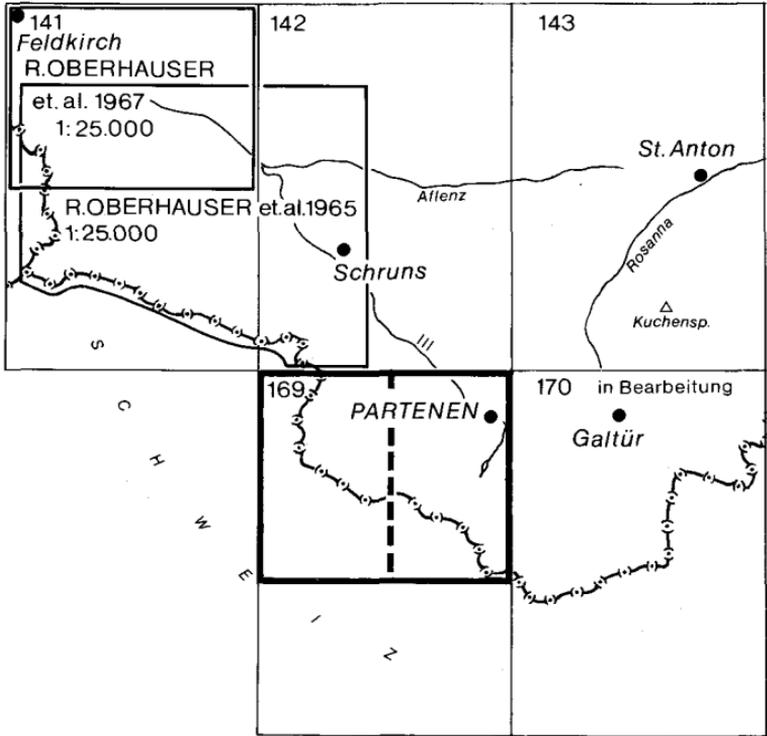
**Dr. GERHARD FUCHS, Geologische Bundesanstalt,
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien**

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-900312-15-X

Redaktion: ALOIS MATURA

**Satz: Geologische Bundesanstalt
Druck: Ferdinand Berger & Söhne OHG, 3580 Horn**



Blatt 169 Partenen
und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 1984)

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	3
2. Geographischer Überblick	4
3. Geologischer Überblick	5
4. Gesteinsarten	6
4.1. Prättigau-Flysch	6
4.2. Falknis-Sulzfluh-Decke	7
4.3. Arosa-Zone (+ Madrisa-Zone)	8
4.4. Silvretta-Kristallin	10
4.5. Quartär	20
5. Geologischer Bau	24
6. Geologische Entwicklung	27
7. Nutzbare Gesteine	29
8. Hydrogeologische Verhältnisse	30
9. Empfehlenswerte Exkursionen	31
10. Literaturverzeichnis	32

1. Einleitung

Im Jahre 1959 regte der damalige Direktor der Geologischen Bundesanstalt Prof. Dr. H. KÜPPER eine Gesamtbearbeitung des Silvretta-Kristallins an. O. REITHOFER sollte seine umfangreichen Untersuchungsergebnisse aus dem Bereich des Stollenbaus durch Kartierung zusammenschließen, und G. FUCHS begann mit der Aufnahme der Hochsilvretta. Nach dem Tod von O. REITHOFER wurde eine Reihe von Geologen beauftragt, die verwaisten Gebiete zu bearbeiten. Die Aufnahmen erfolgten durchwegs im Maßstab 1 : 10.000. Das vorliegende Blatt Partenen im Maßstab 1 : 25.000 ist das Ergebnis der Kartierungen von G. FUCHS aus den Jahren 1960–1962, 1964 und 1971, H. PIRKL, 1971–1977, H. BERTLE, 1968–1977 und H. LOACKER, 1972–1975. H. BERTLES Aufnahmen schließen an seine Dissertation an, während H. LOACKER seine umfangreichen, als Geologe der Vorarlberger Illwerke erworbenen Kenntnisse der Silvretta- und Verwalgruppe bei der Kartierung verwenden konnte.

Als topographische Unterlage dienten die Blätter Gargellen (169/1) und Partenen (169/2) der Österreichischen Karte 1 : 25.000, die bis 1956 bzw. 1955 evident gehalten sind. Für den Schweizer Anteil westlich des Kammes, der das Gargellener Tal im Westen begrenzt, mußte die ÖK 50 in Vergrößerung verwendet werden.

Die geologische Erforschung der Silvretta begann bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts. A. ESCHER & B. STUDER (1839) gaben eine erste Beschreibung des Schweizer Anteils und G. THEOBALD erstellte eine geologische Karte im Maßstab 1 : 100.000 (Blatt 10, Feldkirch–Arlberg des Dufour-Atlas der Schweiz) (1865, begleitender Bericht 1864). Auf österreichischer Seite sammelten die Kommissäre des Geognostisch-montanistischen Vereins von Tirol, A. R. SCHMIDT, J. v. SENGER, M. STOTTER und J. TRINKER die Beobachtungen für die Geognostische Karte von Tirol im Maßstab 1 : 72.000, die erste geologische Darstellung dieses Raumes (1852). G. A. KOCH führt im Auftrag der Geologischen Reichsan-

stalt in den Jahren 1875–1877 die ersten genaueren Untersuchungen der österreichischen Silvretta-Gruppe durch (1876, 1877).

Um die Jahrhundertwende – beim Durchbruch der Deckenlehre – fand die Silvretta, entsprechend ihrer Lage zwischen Graubünden und Engadiner Fenster besondere Bedeutung. G. STEINMANN (1898) erkennt die Dekennatur, und sein Schüler W. v. SEIDLITZ (1906, 1912) befaßt sich mit der serienmäßigen und tektonischen Gliederung des östlichen Rätikons, einschließlich des Gargellen-Fensters. Dessen Fensternatur hatte bereits A. ROTHPLETZ (1900, 1902) erkannt, faßte aber den Fensterinhalt als durch Erosion freigelegte, gegen Westen überkippte Mulde auf, welche an der „Rhätischen Überschiebung“ westgerichtet dem Prättigau-Flysch aufgeschoben wurde. Ebenfalls mit dem Fenster von Gargellen und der Gliederung der Sedimente des südöstlichen Rätikons befaßt sich W. HÄFNER (1924). M. M. BLUMENTHAL (1926 a,b) untersucht das Gebiet um Gargellen und versucht eine Deutung des Fensters in autochthonistischer Sicht.

In der Zeit zwischen den beiden Weltkriegen wurde in der Schweiz das Silvretta-Kristallin durch A. STRECKEISEN (1928), F. SPAENHAUER (1932, 1933), P. BEARTH (1932 a,b, 1933) und E. WENK (1934 a,b) eingehend erforscht, die Sedimentanteile durch J. CADISCH, H. EUGSTER und W. LEUPOLD. In Österreich haben W. HAMMER (Blatt Landeck, 1922) und O. REITHOFER (1931, 1935, Blatt Stuben 1937) das Kristallin der östlichen Silvretta und Verwall-Gruppe gründlich bearbeitet. Nach dem 2. Weltkrieg sammelte O. REITHOFER bei der geologischen Betreuung der zahlreichen Stollenprojekte der Vorarlberger Illwerke eine Fülle an Detailbeobachtungen. Abgesehen von diesen Aufnahmen blieben die südlichen österreichischen Anteile des Silvretta-Kristallins praktisch unkartiert. Ein erster Schritt, diese Lücke zu schließen, stellt das 1980 erschienene Blatt Partenen (169) im Maßstab 1 : 25.000 dar. Für dieses Blatt lieferten die Dissertationskartierung von H. BERTLE sowie die im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt durchgeführten Kartierungen von H. BERTLE, G. FUCHS, H. LOACKER und H. PIRKL die nötigen Unterlagen. Durch vielfältige anderweitige Aufgaben der Kartenautoren hat sich die Erstellung der zugehörigen Erläuterungen bisher verzögert. Mit dem Erscheinen des östlichen Anschlußblattes Galtür (170) ist in absehbarer Zeit zu rechnen.

2. Geographischer Überblick

Blatt Partenen stellt die westliche Silvrettagruppe dar, die äußerste Nordostecke des Blattes gehört der Verwallgruppe an. Die Höhen des Silvretta-Hauptkammes, der die Grenze gegen die Schweiz bildet, sind deutlich niedriger als in den zentralen Teilen der Gebirgsgruppe. Gletscher treten daher nur im Seehorn-Litzner-Stock auf. Hier finden sich auch die höchsten Erhebungen, das Gr. Seehorn (3121 m) und der kühne, von allen Seiten eindrucksvoll wirkende Gr. Litzner (3109 m). Von hier strahlen der Verhupf Sp.-Lob-Kamm und der wild zerrissene Kamm Platten Sp.–Valgrages Sp.–Hochmaderer (2823 m)–Stritkopf nach Norden aus. Der vom Hinterberg (2682 m) gegen Norden ziehende Seitenkamm verbreitet sich zum Gebirgsstock Mittags Sp. (2716 m)–Heim Sp. (2685 m). Der nächste Seitenkamm strahlt von der Rotbühel Sp. (2853 m) nach Nordwesten in die Ritzen Spitzen aus. Der Madrisastock ist der westlichste Aufschwung im Hauptkamm und erreicht mit dem Madrisahorn 2826 m. Der von hier gegen Norden zum Sarotla Paß ziehende Kamm zeigt nur mehr unbedeutende Gipfel um 2500 m.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt zum Rhein. Die in der zentralen Silvretta entspringende Ill ist der bedeutendste Fluß. Der Kloistertaler Bach in der Südwestecke des Blattes mündet, gleich der Ill, in den Silvretta-Stausee. Knapp südlich des Vermunt-Stausees mündet der Kromer Bach, der von den Gletschern des Litzner-Stockes gespeist wird, in die Ill. Deren Tal nimmt hier zunächst NNE-Verlauf, und wendet sich bei Partenen gegen Nordwesten. Die von der Ill in nordwestlicher Richtung bis gegen Bludenz durchflossene Tallandschaft ist als Montafon bekannt. Bald nach Gaschurn verläßt die Ill unser Blatt. Bei dem genannten Ort mündet von Süden das Garnera-Tal mit dem Garnera Bach. Der Vermiel Bach hat seinen Ursprung im Gebiet der Heim Sp. und durchfließt das Nova-Tal gegen Norden. Der westliche Teil unseres Gebietes wird durch das Gargellen-Tal mit den beiden Haupttästen, dem Valzifenz- und Vergaldner Tal entwässert.

Der Großteil des Gebietes besteht aus Fels-, Schutt- und Almgelände. Geschlossene Waldgebiete finden sich nur an den Hängen des Montafon- und Gargellen-Tales. In einer Höhenlage von etwa 1800 m löst sich der Wald in Krummholzgestrüpp von Latschen und Grünerlen auf, welche im Bereich von Lawenstrichen auch in niedrigeren Höhen zu finden sind.

Vom Gargellen-Tal, Montafon und der Silvretta-Hochalpenstraße aus ist das Gebiet durch ein gut ausgebautes Netz von Wanderwegen und durch Schutzhütten erschlossen.

3. Geologischer Überblick

Der größte Teil des Kartenblattes gehört dem Altkristallin an, welches hier an der Westalpen-Ostalpengrenze die penninischen Serien Graubündens überlagert. Diese sind in dem tief eingeschnittenen Gargellen-Tal fensterförmig aufgeschlossen. Das Gebiet belegt somit anschaulich den Deckenbau der Alpen, das sanfte östliche Abtauchen der penninischen Einheiten der Westalpen unter das Kristallin der Ostalpen.

Der Prättigau-Flysch bildet die tiefste im Bereich des Kartenblattes aufgeschlossene Einheit. Die mächtige Flyschfolge auf Schweizer Gebiet ist im Talgrund des Gargellen-Tales gerade noch angeschnitten. Infolge der geringen Widerstandsfähigkeit der Gesteine sind diese im Gargellen-Fenster größtenteils schuttbedeckt. H. BERTLE (1972) gelang jedoch der Fossilnachweis für oberkretazische und alttertiäre Anteile.

Die Falknis-Decke ist äußerst dünn und meist linsig aufgelöst. Charakteristisch sind helle Kalke (Couches rouges), deren Campan-Maastricht-Alter durch Foraminiferen gesichert ist.

Die Sulzfluh-Decke ist durch schollenförmige Vorkommen von Sulzfluh-Granit und im Landschaftsbild markant hervortretende, wandbildende, weiße Sulzfluh-Kalkbänder (Malm) vertreten.

Die Arosa-Zone, die höchste penninische Einheit, bildet einen Reibungsteppich unter dem mittelostalpinen Kristallin der Silvretta. In einer Grundmasse stark beanspruchter, vorwiegend schiefriger, höher mesozoischer Folgen schwimmen Schollen permo-skythischer und triadischer Gesteine.

Als Madrisa-Schollenzone hat A. TOLLMANN (1970) Klippen oberostalpinen, kalkalpinen Gesteine zwischen Arosa-Zone und Silvretta-Kristallin bezeichnet und als liegende Ebene und vom Kristallin überfahrene nordalpine Elemente gedeutet. Die kalkalpine Natur der betreffenden

Gesteine haben bereits W. v. SEIDLITZ (1906) und R. TRÜMPY & D. HACCARD (1969) erkannt.

H. BERTLE hat in Anbetracht des Kartenmaßstabs von einer Abtrennung dieser Gesteine von der Arosa-Zone abgesehen.

Das Silvretta-Kristallin überlagert die angeführten sedimentären Einheiten an einer sanft E- bis NE-abtauchenden Überschiebungsfläche. Diese schneidet den Innenbau des Kristallins diskordant. Ein Stück eines älteren Gebirges, ein kaledonisch und variszisch geprägtes Kristallin (E. JÄGER et al. 1961; B. GRAUERT, 1966, 1969; B. GRAUERT & A. ARNOLD, 1968; u. a.), hat hier die jungen, z. T. fossilführenden Serien überfahren. Sein Innenbau zeigt keine Beziehung zu den alpinen Bewegungsbahnen, die sich in Form von Mylonitbildung ausgewirkt haben.

Das Kristallin setzt sich aus Amphiboliten bis Hornblendegneisen, verschiedenen Orthogneisen und randlichen Mischgesteinen, Biotitparagneisen und Glimmerschiefern zusammen. Wie in der zentralen Silvretta herrscht auch in weiten Teilen von Blatt Partenen SW-NE-Streichen und mittelsteiles Abtauchen gegen NW. Im Gebiet um Partenen schwenken die Gesteine allmählich in das E-W-Streichen ein, welches die Verwall-Gruppe beherrscht. Am Kamm westlich des Gargellen-Fensters zeigt sich flache, unterschiedlich fallende Lagerung, um das Fenster und östlich desselben SE-Fällen.

Ein relativ dichtes Netz von steilen Brüchen zerlegt das Altkristallin und die unterlagernden penninischen Einheiten. NNE-streichende Staffelfrühe hatten erheblichen Einfluß auf die Entstehung des Gargellen-Fensters sowie der kleinen Nebenfenster im Raum St. Antönier Joch. Im Kristallin sind die Versetzungsbeträge meist im Bereich von Metern bis Zehnermetern, sodaß der Zusammenhang der Gesteinszüge nicht wesentlich unterbrochen wird. Selbstverständlich beeinflußt das Bruchnetz auch die junge Hangtektonik.

Die spätglazialen bis rezenten Gletscher hinterließen an den Hängen Moränenschleier, die bedeutende Flächen einnehmen. Gut erhaltene Moränenkörper aus verschiedenen Rückzugsstadien sind häufig zu beobachten.

4. Gesteinsarten

4.1. Prättigau-Flysch

Tonschiefer, Mergel, Sandstein, Feinbrekzien in Wechsellagerung (Oberkreide—Eozän), 24

Der Prättigau-Flysch ist im Bereich des Kartenblattes meist kräftig veruschelt. Er besteht aus schwärzlichen und grauen Ton- und Mergelschiefern, Glaukonit-führenden, z. T. glimmerigen dunkelgrauen Kalksandsteinen, hell-grauen quarzitischen Sandsteinen, Feinbrekzien sowie kieseligen und mergeligen dichten, dunklen Kalken. Diese Gesteine zeigen häufig bräunliche Verwitterungsfarben. Die höheren Lagen sind vielfach zerbrochen und schollig aufgelöst. Es ist nicht immer klar zu entscheiden, ob solche Blöcke dem Prättigau-Flysch angehören oder Schürflinge aus der Falknis-Decke darstellen.

Die Sandsteine und Feinbrekzien der Aufschlüsse im Kalkofen Tobel zeigen u. d. M. (H. BERTLE, 1972, S. 7) in kalkigem Zement nicht oder nur kantengerundete Komponenten von Kristallin- und sedimentärer Herkunft

(Verhältnis 1:1 bis 2:1): Quarz, zersetzte Feldspäte, Quarzit, Biotit- und Hornblendegneis, Granitgneis, Glimmerschiefer, Grünschiefer, Glaukonit, dunkle Kalke, Bryozoenkalke, helle Mergelkalke, Lithothamnienknollen und schwarze Tonschiefer. *Lepidorbitoides* sp. sowie Lithothamnien, Bryozoen und Echinodermenreste weisen auf höheres Senon hin und H. BERLTE vergleicht die Brekzien des Kalkofen Tobels mit der Gyrenspitzserie P. NÄNNY's (1948).

Karbonatsandsteine aus dem Aufschluß beim Ronggwasserfall (m 1470) lieferten kleinwüchsige Globigerinen und Gumbelinen: *Globigerina* cf. *Bulloides* d'ORB., *Globigerina* ex gr. *Bulloides* d'ORB., *Globorotalia* sp., Orbitoliniden, Sandschaler und Seeigelstacheln (H. BERTLE, 1972, S. 6). Diese Fauna spricht für paleozän-eozänes Alter.

Die Flyschgesteine neigen zur Ausbildung weicher Landschaftsformen und sind im Kern des Gargellenfensters größtenteils schuttbedeckt. Ausgedehntere Aufschlüsse finden sich unter den Wandstreifen aus Sulzfluh-Kalk in der Westflanke des Kammes, der das Gargellen-Tal im Westen begrenzt.

4.2. Falknis-(Sulzfluh)-Decke

Im Bereich des Kartenblattes ist die Falknis-Decke bis auf vereinzelte, in der Karte meist nicht ausscheidbare Späne ausgequetscht. Das größte Vorkommen findet sich in der Südwestflanke des Schollberges unter den Sulzfluh-Kalkwänden und über dem Prättigau-Flysch.

Auch die Sulzfluh-Decke ist auf Blatt Partenen in ihrem Schichtbestand reduziert, nämlich auf Sulzfluh-Granit und -Kalk sowie helle Kreide-Kalke (Couches rouges). Das auffällige Band der Malmkalke zwischen den morphologisch weichen Gesteinen des Prättigau-Flysch bzw. der Falknis-Decke im Liegenden und der Arosa-Zone im Hangenden erlaubt eine gute Verfolgung der Sulzfluh-Decke im Gelände.

Die Gesteine der Falknis- und Sulzfluh-Decke werden in diesem Kapitel gemeinsam besprochen.

Sulzfluh-Granit, 23

Der Sulzfluh-Granit ist grobkörnig (0,5–3 cm), richtungslos körnig, durch Saussuritisierung des Plagioklas grün gefärbt und selten verwittert er durch Limonit tiefrot. U. d. M. sind Hauptgemengteile Quarz, Plagioklas (Oligoklas, polysynthetisch verzwillingt, teilweise zonar, postkristallin verbogen, stark saussuritisiert), Mikroklin (stark perthitisch) und Biotit (mit Erz lamellar verwachsen, teilweise muskowitziert). Ferner treten auf Muskowit, Chlorit, Zirkon und Erz (H. BERTLE, 1972, S. 10). Der Granit ist meist mehr oder weniger stark zerschert, bis zur Bildung tiefgrüner, dichter, z. T. stark karbonatischer Mylonite. Die Farbe stammt von Chlorit und Klinozoisit, die mit Muskowit und Karbonat in der Grundmasse neu gewachsen sind.

Der Sulzfluh-Granit bildet ein wenige m mächtiges Band oder ist schollig aufgelöst und auf wenige cm dicke Späne reduziert.

Der Kontakt zum überlagernden Sulzfluh-Kalk ist an einigen Stellen kaum gestört und erscheint reliefartig, was für sedimentären Kontakt spricht. Meist ist die Grenzfläche jedoch mehr oder weniger stark tektonisiert. Die Analogie mit den Err-Julier Graniten wurde bereits von W. v. SEIDLITZ (1906, S. 241, Tf. IX, C1) erkannt.

Die besten Aufschlüsse findet man westlich von Gargellen, besonders in dem Graben W vom P. 1474, welcher das vollständigste Profil Falknis-Decke bis Sulzfluh-Kalk bietet.

Sulzfluh-Kalk (Ober-Malm), 22

Der hellgraue, seltener rötliche, gelbliche oder bräunliche Kalk ist meist oolithisch und intrasparitisch mit verdrückten Komponenten, teils dicht. Örtlich ist der Sulzfluh-Kalk reich an Fossilgrus von Echinodermen, Gastropoden und Bivalven. als Faziesanzeiger sind auch Stromatolithen von Interesse. Im Äußeren Röbitobel fand H. BERTLE (1972, S. 11) gut erhaltene Stock- und Einzelkorallen, Gastropoden, Hydrozoen und Schwämme, die unbestimmt blieben. In Schliften fanden sich aber *Cladocoropsis* sp., *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Labyrinthia mirabilis* WEYNSCHENK, *Labyrinthia* sp., *Globochaete alpina* LOMBARD sowie unbestimmbare Codiacea und Dasycladacea. Das ausschließliche Vorkommen dieser Fauna belegt Oxford bis Unter-Kimmeridge. Der Horizont entspricht der ältesten der drei von W. F. OTT (1968) aufgestellten Biozonen des Sulzfluh-Kalkes. Sie ist besonders im südlichen Teil des Verbreitungsgebietes dieses Kalkes gut entwickelt. Nach W. F. OTT ist der Sulzfluh-Kalk ein typisches, früh zementiertes Karbonatplattformsediment.

Der Sulzfluh-Kalk bildet im Gargellen-Tal ein 50–70 m hohes Felsband in der westlichen Talseite, mächtiger und ausgedehnter tritt der Kalk jenseits des Grenzkammes, auf der Schweizer Seite auf.

„Couches rouges“ (Ober-Kreide–Paleozän), 21

In dem letzt genannten Gebiet, im NNW-Sporn des Schollberges, überlagern Couches rouges-Kalke den Sulzfluh-Kalk. Sie sind sehr wahrscheinlich ein Bestandteil der Sulzfluh-Decke.

Besondere Bedeutung haben Couches rouges in der Falknis-Decke. Es sind helle, dichte Kalke, hell gelblich anwitternd, deren reicher Foraminiferengehalt bereits mit der Lupe erkennbar ist. Im Dünnschliff fand H. BERTLE (1972, S. 8):

- Globotruncana arca* (CUSHMAN)
- Globotruncana lapparenti* BROTZEN
- Globotruncana stuarti* (DE LAP.)
- Globotruncana* div. sp.

Das Alter der Globotruncanenkalke ist demnach oberes Campan und reicht eventuell bis Maastricht.

Westlich von Gargellen, im Graben westlich ober P 1474 steht unter dem Sulzfluh-Granit eine 1 m mächtige, 3–4 m lange Scholle eines solchen lichten Foraminiferenkalkes an, eingeschaltet in Mergelschiefer.

Wahrscheinlich treten auch andere Schichtglieder der Falknis-Decke auf, wie Globorotaliensichten, Flysch und Wildflysch, eventuell Gault, sie sind aber nicht gesichert. H. BERTLE vermutet sie in den, in den Schiefen eingewickelten Schollen beim Ronggwasserfall, um Rüti und im Gargellener Alptobel.

4.3. Arosa-Zone (+Madrisa-Zone)

Als oberste, aus Sedimentgesteinen aufgebaute Einheit unmittelbar unter der Überschiebungsfläche des Silvretta-Kristallins bildet die Arosa-Zone (J. CADISCH, 1921) eine, im Gargellen-Fenster wenige cm bis 40 m mächtige, Schmierzone. In Anbetracht der intensiven Tektonisierung ist

eine Schichtfolge kaum feststellbar. Die Arosa-Zone baut sich vorwiegend aus schiefrigen Gesteinen auf, in welchen Späne anderer Gesteine in cm- bis m-Dimensionen eingewalzt sind.

Kalk, Kalkmergel, Brekzie, Sandstein, Radiolarit, stark verformt (Permotrias-Cenoman), 19

Am verbreitetsten sind schwärzliche blau- bis bräunlichgraue, feinkörnige Kalk- und Tonschiefer im cm-Bereich wechsellagernd mit dichten, helleren Kalken. Die Kalklagen sind häufig boudiniert und bilden Linsen (Mandelschiefer, W. HÄFNER, 1924). Stärker kalkige Schiefer sind sehr dünn-schichtig, dicht, hell- bis dunkelgrau-schwärzlich gestreift, auch grünlich, seltener massig und rötlich. Die beschriebene Folge entspricht den Aptychenkalken und -schiefern. Zunahme des Kieselgehaltes führt zu roten und grauen Radiolariten und Kieselkalken, welche mit kieseligen Tonschiefern wechsellagern.

Weiters treten verschiedene brekziöse Gesteine auf: Graubraune bis schwarze Brekzien, deren Komponenten (0,5–5 cm Ø) verschiedene Dolomite, dunkle Kalke, sandige Kalke und Spatkalke in sandiger bis mergeliger Grundmasse schwimmen. Diese Brekzien sind mit dunkelbraunem, brekziösen Dolomit, aber auch mit dunklen, kieseligen Kalken vergesellschaftet und entsprechen gut den Liasbrekzien (und -kalken) D. RICHTER's (1957, S. 299–300).

Ein anderer Typ sind schwarze, graue und braune, z. T. sandige Ton- und Mergelschiefer mit verquetschten Komponenten (cm bis 0,5 m!) von dunklen und hellen Kalken, gelben Dolomitbrekzien, Kalksandsteinen, roten und grünen Kieselkalken, Radiolariten und Quarziten. Diese Brekzien treten mit dunklen Mergelschiefern auf, die Phakoide verschiedener Kalke und Kalksandsteine enthalten oder in schlecht gradierte Sandsteine übergehen. Diese führen Komponenten von Kalk, gelbem Dolomit, Kalksandstein, Quarzit, Quarz und Glaukonit in kalkigem Zement. Diese Serie, die besonders im rechten Ast des Kalkofenbaches zu beobachten ist, vergleicht H. BERTLE (1972, S. 13) mit Vorbehalt mit der Weißfluhserie (D. RICHTER, 1957, 302–303), welche oberkretazisch ist.

Der schiefrige Gesamtkomplex, den H. BERTLE als wahrscheinlich jurasisch-kretazisch einstuft, enthält Schürflinge von grünen und roten Sandsteinen, Brekzien und Tonschiefer des Verrucano–Buntsandstein, gelben Dolomiten (Trias?), dunkelbraunen, kieseligen Kalken (Muschelkalk), Dolomiten (Typ Hauptdolomit) sowie verschiedener Quarzite, Sandsteine und Feinbrekzien.

Größere Scherlinge von **Granit (20)** konnten an wenigen Stellen auch auf der Karte dargestellt werden: Nordwestflanke des Schollberges und westlich vom Sarotla Paß auf Schweizer Gebiet.

Auf Schweizer Gebiet entsprechen dem beschriebenen Komplex größtenteils die Alpbach-Schiefer (P. A. HALDIMANN, 1975). Sie enthalten intermediäre Tuffithorizonte und sind mit Serpentin und Serpentinbrekzien vergesellschaftet. Als eingeschaltete Scherlinge treten dort überdies noch Gips, Diabase und massiger Radiolarit mit Manganvererzung auf.

Wenn es im Gargellen-Fenster auch fraglich ist, ob die Dolomitschollen vom Täschler-Hang im Sinne von A. TOLLMANN (1970) von der Arosa-Zone abzutrennen sind, so bestätigen die Untersuchungen P. A. HALDIMANN's (1975) zweifelsfrei die Existenz der Madrisa-Schollenzone (A. TOLLMANN, 1970) im Typusgebiet. P. A. HALDIMANN zeigt, daß die über der Arosa-Zone verkehrt liegende Folge Oberkarbon bis Arlberg-Schichten faziell am

besten an den Südrand der Lechtal-Decke paßt. Nach HALDIMANN's Kartenskizze (1975, Fig. 1) reicht die Madrisa-Scholle noch in den Bereich unserer Karte, ist dort aber nicht ausgeschieden.

4.4. Silvretta-Kristallin

Über den aus Sedimentserien bestehenden Einheiten hebt sich das auflagernde Kristallin durch seine schrofferen, blockigen Formen und düsteren Farben in der Landschaft deutlich ab. Es baut sich vorwiegend aus Amphiboliten bis Hornblendgneisen und Orthogneisen auf. Mischgneise, Paragneise und Glimmerschiefer bilden Einschaltungen von untergeordneter Bedeutung. Die nachstehende Beschreibung ist nicht nach der mengenmäßigen Bedeutung, sondern nach dem wahrscheinlichen geologischen Alter gereiht.

Biotitschiefergneis, Quarzitgneis, 12

Am verbreitetsten sind mittel- bis feinkörnige, dünn-schichtige, plattig-schiefrige Biotit-Plagioklasgneise von graubrauner bis dunkelbraun-violetter Farbe. Durch ihre rostigen Verwitterungsfarben sind diese Paragneise im Gelände als braune Bänder verfolgbar. Nach H. BERTLE (1972) zeigen sie u. d. M.: Plagioklas (An 20–30 %, 30 Vol.-%) stark saussuritisiert, geringe Verzwilligung, selten zonar; Quarz (30–40 Vol.-%) stark undulös und gelängt; Biotit (15–25 Vol.-%) rotbraun bis blaßoliv pleochroitisch, oft postkristallin verformt; Muskowit (0–5 Vol.-%) selten größere gequälte Schuppen; Mikroklin (<5 Vo.-%) stark perthitisch; Akzessorien: Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil, Erz, Turmalin, Granat und Graphit; Chlorit, Epidot-Klinozoisit und Limonit sind sekundär.

Nach S. HOERNES (1971) treten in den tonerdesilikatreichen Gneisen Granat, Staurolith, Disthen und Sillimanit auf. Deren Verbreitung und das Stadium der Paragenesen zeigen, daß zwei zeitlich verschiedene und sich diskordant überprägende Metamorphosen vorliegen. Prä- bis synkinematisch kristallisierter Granat, Disthen I, Biotit und Muskowit; postdeformativ sind Staurolith, Sillimanit, Disthen II und Andalusit, weiters wahrscheinlich auch Biotit und Muskowit. In Zusammenschau mit den absoluten Altersdaten betrachtet S. HOERNES die jüngere Metamorphose als variszisch, die ältere als wahrscheinlich kaledonisch.

Örtlich sind mehrere mm-große Biotitporphyroblasten zu beobachten, die Schiefergneise wurden dann als Biotitfleckengneise bezeichnet.

Durch Zunahme des Quarz-Gehalts (bis 60 Vol.-%) gehen aus den Biotit-Plagioklasgneisen Quarzitgneise hervor, die cm- bis dm, seltener m-mächtige Lagen in ihnen bilden. Die quarzitischen Gneise sind hellgrüngrau bis bräunlichgrau feingeschichtet und brechen splitterig.

Rückgang des Feldspat-Anteils und Zunahme des Quarz- und Glimmer-Gehalts führen zum Übergang von Paragneis in Glimmerschiefer.

Diese sind meist graubraun bis violett, bei höheren Muskowitgehalten auch silbriggrau und führen Granat, Chlorit, seltener Staurolith. U. d. M.: Plagioklas (An 20–25 %, <15 Vol.-%) z. T. porphyroblastisch; Quarz (30–45 Vol.-%); Biotit (bis 30 Vol.-%) oft Porphyroblasten bis 4 mm; Muskowit (10–35 Vol.-%) teilweise porphyroblastisch (bis 4 mm). Übergemengteile sind Chlorit (bis 10 Vol.-%), rotierter Granat (bis 10 Vol.-%) und Turmalin; Akzessorien: Apatit, Zirkon, Titanit und Erz (H. BERTLE, 1972, S. 20).

Diese Granat-Staurolith-Glimmerschiefer unterscheiden sich von den im Hornblendegneis eingeschalteten als Tektonit gedeuteten Typen durch die rotbraune Farbe des Biotit, die geringere Beteiligung von Chlorit, Einschlußarmut von Granat und Staurolith sowie das Fehlen der großen Erzplättchen. Auch ist die typische flaserig-zeilige Struktur der Glimmerschiefer von dem filzig-gefälteiten, unruhigen Gefüge der Tektonite (s. S. 17) wohl zu unterscheiden.

Auch crem-, blaßgrünlich und rosa gefärbte feinkörnig bis dichte Kalksilikatgneise treten als Schollen oder dm-Bänder in der Paragneisfolge auf. Amphibolit und Biotit-Hornblendegneis wechsellagert gelegentlich in cm- bis dm-Lagen mit den Schiefergneisen.

Der beschriebene Paragneiskomplex ist häufig im Grenzbereich von Orthogneis und Amphibolit anzutreffen, z. B. Madrisa, Sarotla, Valschaviel-Tal, im Klostertal u. a. O. Es finden sich aber auch Züge inmitten der Amphibolite, z. B. Rotbühel Sp.–hinteres Vergaldner-Tal, Hochmaderer –Schafbodenkopf, Klostertaler Egghorn.

Kalksilikatschiefer, Marmor, 11

Diese Gesteinsarten waren in dem an Karbonatgesteinen armen Silvretta-Kristallin auf dem Kartenblatt nur bei P. 2486 des Valziferzer Grates ausscheidbar. H. BERTLE (1975) fand dort eine etwa 3 m mächtige Kalkmarmorlage, welche mit den randlichen monomineralischen Epidotbändern und umgebenden grobkristallinen Amphiboliten intensiv verfaltet ist.

Glimmerschiefer, stellenweise mit Quarz-Andalusit-Muskowit-Knauern, 13

Im Bereich des Grenzkammes westlich von Gargellen hat H. BERTLE (1972) in den Hornblendegesteinen zahlreiche geringmächtige (0,5–5 m) und meist nur über wenige 100 m verfolgbare Glimmerschieferzüge festgestellt. Sie sind von den Hornblendegesteinen nicht immer scharf abzutrennen. Die mächtigeren Glimmerschieferzüge führen reichlich rotbraunen Granat, der auf angewitterten s-Flächen in charakteristischer Weise hervortritt; auch Feldspatsprossung ist häufig festzustellen. Im Gelände fallen die Glimmerschieferzüge durch ihre rostige Verwitterungsfarbe auf, was BERTLE auf die stauende Wirkung auf die alpinen pyritreichen Lösungen zurückführt. Da auch Paragneise diese Erscheinung aufweisen, ist auch bloß an die Verwitterung des reichlicheren Biotits zu denken.

H. BERTLE (1972, S. 18) unterscheidet Chlorit-Muskowit-Granatglimmerschiefer und Turmalin-Granat-Staurolith-Glimmerschiefer. Erstere bestehen aus einem Gemenge (Korngröße 1–4 mm) von Quarz, Plagioklas und Glimmer, wobei der Muskowit gegenüber Biotit überwiegt; in diesem Aggregat sprossen Muskowit, Kalinatronfeldspat und Granat. Hornblende ist reliktsch vorhanden. Das Gestein ist stark durchbewegt und sekundär verändert. Biotit ist stark chloritisiert und Granat häufig in ein Chlorit-Serizit-Epidot-Gewebe umgesetzt; Chlorit zeigt großbüscheliges, postkinematisches Wachstum.

Die Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefer entsprechen den von G. FUCHS als Tektonite aufgefaßten Zonen in den Hornblendegesteinen und werden auf S. 17 behandelt.

Bedeutender als die oben beschriebenen Glimmerschiefer ist der mächtigere, in Hornblendegesteine eingeschaltete Zug, der aus der Umrahmung des Vergaldner Tales (Valziferzer Joch, Roßberg, Ritzen Spitzen, Kuchenberg, Heimbühel, Mittags Sp.) über die Matschuner Köpfe, Ver-

setzta in das Hangrutschgebiet westlich von Gaschurn zu verfolgen ist. Östlich von Gaschurn setzt sich dieser Glimmerschieferzug in der Südflanke des Illtales gegen Osten fort. Diese muskowitzbetonten Glimmerschiefer sind rostig anwitternde, silbrig bis grünlich graue, flatschige Gesteine, welche häufig kräftig gefältelt sind. Durch zunehmenden Feldspatgehalt gehen sie in schuppige Zweiglimmergneise über, die z. T. migmatisiert die Orthogneise begleiten. In diesen Glimmerschiefern treten nicht selten die charakteristischen, bis dm großen Quarz-Andalusit-Muskowit-Knauern auf. H. BERTLE (1975) beobachtete, daß in den Glimmerschiefern Partien vorkommen, die fast monomineralisch aus Andalusit bzw. Andalusit-Disthen-Muskowit bestehen. S. HOERNES (1971) beobachtete im Vergadental, daß der Andalusit als typische Neubildung den gesamten Altbestand außer Sillimanit als Internegefüge einschließt (S. 65).

H. BERTLE (1976, S. 156) nimmt an, daß die Quarz-Andalusit-Glimmerschiefer großteils aus Sedimenten spezieller Zusammensetzung entstanden sind; lokal beobachtete er jedoch, daß die Glimmerschiefer quer zum Streichen abrupt in Amphibolite übergehen; es wird offen gelassen, ob diese deutlich durchbewegten Glimmerschiefer das Produkt dynamometamorpher Vorgänge an Störungszonen sind oder bloß postkristallin durchbewegt wurden. Diese Gesteinstypen sind in den Felsbuckeln N und SSW der Mändlhütte und am Nordwestgrat der Rotbühel Spitze aufgeschlossen.

Hornblendegneise, Amphibolit, 14

Hornblendegesteine bauen weite Teile des Silvretta-Kristallins auf. Meist handelt es sich um dunkel-hell gebänderte Komplexe, seltener um massige Amphibolite oder lichte Gneise mit so geringem Hornblende-Gehalt, daß die Unterscheidung von Aplit- und anderen Orthogneisen manchmal schwer fällt. Zwischen den dunkelgrünen Amphiboliten und lichten Hornblendegneisen gibt es je nach Hornblende- und Quarz-Gehalt sämtliche Abstufungen. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen in den Bänderamphiboliten schwankt zwischen mm und mehreren m. Die lagigen Gesteine zeigen besonders eindrucksvoll die Verformung durch Faltung, Zerschering und Bildung tektonischer Brekzien. Die Gesteine sind meist straff geschiefert, grob- bis feinkörnig, wobei intermediäre Typen bei größerem Korn gesprenkeltes Aussehen bieten.

Der Großteil der Amphibolite ist als Plagioklasamphibolite zu bezeichnen. U. d. M.: Plagioklas (meist An 25–30 %, 20–24 Vol.-%) häufig polysynthetisch verzwillingt, oft stark verglimmert; Hornblende (45–75 Vol.-%), gemeine Hornblende mit \pm großem Aktinolith-Anteil, z. T. porphyroblastisch; Quarz (<5 Vol.-%, selten bis 10 Vol.-%) undulös, in Lagen angereichert; Granat (bis 10 Vol.-%); Almandin \pm eigengestaltig, oft randlich stark umgewandelt; Akzessorien: Mikroklin, Titanit, Rutil, Apatit und Erz; Biotit, Chlorit, Hellglimmer, Epidot-Klinozoisit und Karbonat sind sekundär (H. BERTLE, 1972).

Epidotamphibolite finden sich als häufige Lagen oder Linsen. Sie sind gelbgrün gefleckt oder gebändert; Epidot-Klinozoisit erreicht in ihnen 25–80 Vol.-%, Karbonat ist stets über 5 Vol.-% vorhanden.

Granatamphibolite sind seltener. Granat kann bis 35 Vol.-% ausmachen. Er ist stets vom Rand her kelyphitisch umgesetzt. Feinfilzige Plagioklas-Quarz-Serizit-Chlorit-Epidot-Aggregate bezeugen die starken sekundären Umwandlungen in diesen Gesteinen.

Hornblendite, meist grobkörnig und massig, treten sehr selten auf.

Die Hornblendegneise setzen sich aus den gleichen Gemengteilen zusammen wie die Amphibolite, doch mit geänderten Mengenverhältnis. In gebänderten Gesteinen nehmen die amphibolitischen Bänder an Zahl und Dicke ab. Die Gneislagen erscheinen häufig durch Hornblende gesprenkelt, doch kann deren Gehalt so weit sinken, daß er kaum mehr wahrnehmbar ist. H. BERTLE (1972) gibt folgende Relationen an: Hornblende (5–50 Vol.-%), Quarz (10–35 Vol.-%), zu den Akzessorien tritt Zirkon; Biotit tritt mehr hervor. Man findet epidotreiche oder granatführende Hornblendegneise. Es ist zu beobachten, daß in gebänderten Gesteinen Granat vorwiegend in den hellen, gneisigen Lagen sproßt (1–2, max. 5 cm Dm).

Serizit-Chloritgneise (mit Resthornblenden) und Granat- und Straurolith-führende Zweiglimmergneise, letztere sind Paragneisen nicht unähnlich, sind als Tektonite zu betrachten und werden dort besprochen. Zu dieser Gruppe dürften auch die von H. BERTLE (1972, S. 18) als Turmalin-Granat-Stauroolith-Glimmerschiefer beschriebenen Gesteine gehören.

Es ist schwer zu entscheiden, ob die lichten Lagen in den Amphibolit-Hornblendegneiskomplexen als magmatische Injektionen, primäre Bänderung von Vulkaniten, als Mobilisate bei der Regionalmetamorphose oder Lateralsekretion zu betrachten sind. An erst genannte Möglichkeit wird man denken, wo die Migmatisationen an den Randbereich zu Orthogneisen gebunden sind und der Mikroklin-Gehalt deutlich zunimmt (z. B. Aufstiegsrinne zur Madrisa SSE P 2327). Derbquarz- und Quarz-Feldspat-Adern sind eher durch Lateralsekretion zu erklären. Nach dem Fund eines linsenförmigen, halbkilometer langen Peridotitkörpers in den Amphiboliten des östlichen Nachbarblattes (170 Galtür) ist auch an „layered intrusions“, also an lagig struierte, basische Tiefenmassen zu denken (G. FUCHS, Aufnahmebericht 1982).

Sehr vereinzelt fanden sich Linsen von Kalkmarmor mit randlicher Epidotbildung in den Amphiboliten (H. BERTLE, 1975).

Migmatitgneis (mit Übergängen zum Nebengestein), 15

Zwischen den Paragneisen und größeren Orthogneiskomplexen sind, besonders im Ostteil des Kartenblattes, Mischgesteine anzutreffen. Aber nicht nur quer zum Streichen bilden diese ein Zwischenglied, sondern es ist auch manchmal zu verfolgen, wie ein Paragneiszug im Streichen in Misch- und schließlich Orthogneis übergeht.

Der Beginn der Migmatisation zeigt sich zunächst in einer Kornvergrößerung der Paragneise. Es entstehen grobschuppige, häufig zeilig-linsig, oft aderig struierte Zweiglimmergneise. Bei Zunahme des Leukosoms ist nicht selten pygmatische Fältelung zu beobachten. Meist handelt es sich um Quarz-Oligoklasaggregate, zu denen in Starkwirkungsbereichen Kalinatronfeldspat hinzutritt. Auch Feldspatblastese (Plagioklas und Mikroklin) ist nicht selten zu beobachten. Durch Wechsellagerung von Paragneis mit Aplit-, seltener pegmatoidem Gneis, entstehen Bändergneise (Metatexite), die in hybriden Orthogneis mit einzelnen Aplitgneis- und Paragneislagen überleiten.

Hellglimmergranitgneis, Hellglimmerflasergneis, Aplitgneis, 16

In dieser Gruppe wurden helle, muskowitzbetonte Orthogneise verschiedener textueller Prägnung zusammengefaßt.

Im orographisch linken Gehänge des Gargellen-Tales zwischen Platinaltal und Gargellner Alp findet sich der ausgedehnteste Zug dieser lichten Orthogneise. Die um Innergampabing anstehenden Orthogneise gehören wohl dem gleichen Gesteinszug an und bilden den Ostflügel der großen Aufwölbung, in deren Kern das Gargellen-Fenster aufgeschlossen ist.

Es sind gutgeschieferte, hellgraue, teilweise leicht grünliche oder bräunliche Gneise. Am häufigsten finden sich grobaugige Gesteine mit zahlreichen oft boudinierten Quarzlagen und großen Muskowitflatscheñ. Die Feldspataugen sind oft stark verdrückt. H. BERTLE (1972, S. 22) bezeichnet diese Gneise als Muskowit-Feldspataugengneis und vergleicht sie mit dem grobflaserigen Flüelagranitgneis (A. STRECKEISEN, 1928, 186–188).

Die Muskowitflaserigneise zeigen bei etwa gleicher Zusammensetzung flaseriges Aussehen und seltenere, stark gelängte Augen. Weniger stark verschieferte Typen bezeichnet BERTLE als Granitische Muskowit-Gneise. Bezüglich des Mineralbestandes sind die gefügemäßig unterschiedenen Typen jedoch recht einheitlich.

U. d. M.: Hauptgemengteile: Plagioklas (15–25 Vol.-%, Kg. 0,2–0,5 mm, An um 10 %) ist häufig polysynthetisch verzwillingt, invers zonar und wenig saussuritisiert. Kalinatronfeldspat (20–35 Vol.-%, Kg. 0,5–30 mm) zeigt meistens Mikroklingitterung und Myrmekitbildung und ist teilweise perthitisch. Quarz (25–45 Vol.-%, Kg. 0,2–3 mm) ist feingranular oder linsig angereichert. Muskowit (5–20 Vol.-%, Kg. 0,5–5 mm) bildet meist große, verbogene Flatschen um Feldspatgroßkristalle. Biotit (0–10 Vol.-%, rotbraun-blaßoliv, tws. chloritisiert) ist Nebengemengteil. Akzessorien: Apatit, Zirkon, Epidot, Klinozoisit, Chlorit, Serizit, Erz.

Partienweise reicherer Biotitgehalt führt zu Zweiglimmer-Flaser- und -Augengneisen, welche zu den Biotit-Orthogneisen überleiten.

Aplitische Gneise treten in zwei Vergesellschaftungen auf: als Randfazies der Orthogneise und als 5–30 m mächtige aplitisch-pegmatitische relativ Quarz-arme Bänder in Paragesteinen.

Erste Gruppe ist meist stärker geschiefert und findet sich an den Rändern der Orthogneise bzw. vertritt dieselben bei starker Ausdünnung. Flaserige Gneise bilden Übergänge zwischen den Orthogneisen und Aplitgneisen, welche sich vorwiegend durch das Fehlen von Feldspataugen und stärkere Schieferung von ersteren abheben. Es fehlt ihnen stets der Biotit, was sie zusätzlich von Biotit-Orthogneisen unterscheidet. Von stärker verschieferten Muskowit-Orthogneisen sind die Aplitgneise aber nicht scharf zu trennen. Die hellgrünlich-grauen, dünnschichtigen Aplitgneise zeigen u. d. M.: Plagioklas (25–40 Vol.-%, tw. zonar, An 5–15 %) zeigt meist verbogene Zwillingslamellen und stärkere Saussuritisierung. Mikroklin (10–35 Vol.-%) ist stark perthitisch, flau nur randlich gegittert. Quarz (15–25 Vol.-%) ist stark undulös und oft feingranuliert. Muskowit (15–20 Vol.-%) bildet große gequälte Flatschen. Chlorit (0–10 Vol.-%). Akzessorien: Apatit, Rutil, Serizit, Epidot-Klinozoisit, Turmalin, Erz. Das granoblastische Gefüge ist meist stark post-kristallin überprägt.

Aplitgneise dieser Gruppe haben Anteil an dem Orthogneis des Platina-Sarotla-Gargellner Alp-Gebietes und finden sich weiters an der Madrisa und in den Flanken der Ritzen Spitzen.

Die zweite Gruppe ist kartenmäßig nicht immer darstellbar und wurde

am Grat nördlich des Gafier-Jochs und in den oberen Partien der Ritzen Spitzen festgestellt (H. BERTLE, 1972).

Die in diesem Kapitel behandelten muskowitzreichen Orthogneise finden sich auch nördlich des Montafontales. Östlich von Winkel und im Bereich des Tafamunter Augstenberg treten sie als zahlreiche Einschaltungen in den Biotitschiefern auf. Außerhalb des Kartenblattes bilden sie den mächtigen Muskowitgranitgneiszug des Verbellakopfes (LOACKER, 1975).

Biotit- bis Zweiglimmergranitgneis, Zweiglimmerflasergneis, Augengneis, 17

Die hier zu besprechenden granitischen Gesteine sind von den im vorigen Kapitel beschriebenen nicht immer scharf zu trennen. Das Auftreten und die mengenmäßige Bedeutung des Biotit bilden das Unterscheidungsmerkmal. Die Biotit führenden Typen sind die weitaus verbreiteteren unter den Orthogneisen und bauen weite Gebiete, vor allem in der Osthälfte des Blattes auf.

Es sind lichtgraue, grünlichgraue bis graubraune Gesteine, die meist kräftig geschiefert sind. Augig-flaserige oder -gefältelte Gefüge sind recht typisch. In mittel- bis grobkörniger, flaseriger Grundmasse schwimmen die Kalinatronfeldspat-Großkristalle (bis 5 cm Länge) dicht angeordnet oder sporadisch. Vereinzelt eingestreute Einsprenglinge zeigen meistens noch Idiomorphie, während sonst Augenform vorherrscht. Man begegnet auch nicht-porphyrischen, recht homogenen, gleichkörnigen Typen.

BERTLE gibt folgendes mikroskopisches Typusbild (1972, S. 23): Plagioklas (An 10–20%, tws. zonar, 30–35 Vol.-%) selten verzwilligt meist stark saussuritisiert; Kalinatronfeldspat (5–25 Vol.-% schwach perthitischer Mikroklin, einschlußreich, Myrmekite; Quarz (15–35 Vol.-%) stark undulös, tw. in Kornaggregate ausgelängt, kaltgerecht; Biotit (5–25 Vol.-%) stark pleochroitisch, dunkelrotbraun–blaßbräunlich, z. T. Umwandlung in Muskowit oder Chlorit; Muskowit (0–10 Vol.-%) meist prophyroblastisch, phengitisch; Chlorit blaßgrün. Akzessorien: Serizit, Epidot-Klinozoisit, Apatit, Zirkon und Erz. Dieser weitest verbreitete Granitgneis entspricht dem Typ Flüela der Schweizer Silvretta (A. STRECKEISEN, 1928, 1966; B. GRAUERT, 1969).

In der Westflanke des Kromer Tales und im Gratsporn westlich der Saarbrückner Hütte finden sich auffällig massige bis schwach geschieferte Metagranite (G. FUCHS, 1962). Sie sind mittel- bis grobkörnig, recht hell und homogen oder dunkler und dann meist hybrid. Letztere enthalten häufig eckige oder ovale scharf und unscharf begrenzte Schollen von Schiefergneis und führen cm-große Biotitputzen. Biotit ist vorherrschender Glimmer und läßt häufig makroskopisch seine hexagonale Eigengestalt erkennen. Porphyrische Granite treten zurück und die idiomorphen Kalifeldspäte in ihnen sind von geringerer Größe (bis 3 cm Länge). Quarz ist manchmal bläulich.

U. d. M. erweist sich Mikroklin als herrschender Feldspat, scharf gegittert, nach Karlsbader Gesetz verzwilligt, schwach perthitisch, längliche Form aber unscharf begrenzt, Myrmekite; Plagioklas (An 8–12 %, Bestimmung A. DAURER) unverzwilligt bis polysynthetisch lamelliert, Hellglimmermikrolithen im Kern, rundlich, xenomorph; Quarz z. T. große verzahnte Korngruppen, schwach undulös, z. T. zwickelfüllend; Biotit (kastanienrotbraun–blaßgelblich, vereinzelt Höfe um Zirkon) und Muskowit bilden nicht eingeregeltere und meist nicht deformierte Blättchen und Blättchenhaufen. Großkristalle sind häufig von einem Kranz kleinerer

Blättchen umgeben. Aggregate von unregelmäßigem Muskowit-Serizit und etwas Biotit könnten als Pinit gedeutet werden; Akzessorien: Kleiner xenomorpher Granat, kleiner idiomorpher Apatit, Titanit, Erz; etwas Pennin sekundär nach Biotit. Parallelgefüge ist im Schriff nicht erkennbar, es herrscht hypidiomorphe Erstarrungsstruktur.

Wegen des fast ungestörten Charakters dieses Granits wurde zunächst an ein jüngeres Alter gedacht (G. FUCHS, 1962) und eine Abtrennung bei der Kartierung versucht. Eine solche war jedoch nicht scharf durchführbar. Der Metagranit geht in die geschieferten normalen Orthogneise über. Der Orthogneiskörper scheint jedenfalls aus einer zusammengesetzten Intrusion hervorgegangen zu sein, deren Charakter in den geschützten Kernpartien noch erkennbar ist. Es besteht der Verdacht, daß der beschriebene Metagranit dem Mönchalp-Granit (A. STRECKEISEN, 1928) entspricht.

Durch M. THÖNI wurden 1981 auch aus unserem Gebiet absolute Alterswerte bekannt: Eine Granitgneisprobe aus der Umgebung des Vermunt-Stausee ergab nach der K/Ar-Methode ein Muskowitalter von 311 ± 13 Mill.J. Eine weiter östlich auf Blatt Galtür genommene Granitgneisprobe lieferte ein Alter von 239 ± 10 Mill.J. Dieses deutlich jüngere Alter ist eine Folge der von THÖNI festgestellten regionalen Wirksamkeit früh-alpidischer Metamorphose in den östlichen Teilen der Silvretta.

Diabasgänge, 18

Gänge von Diabas durchsetzen das Silvretta-Kristallin im Raume oberes Winter- und Vergaldner Tal sowie in den steilen Flanken nördlich Partenen.

Im erstgenannten Gebiet entdeckte H. BERTLE (1975, 1976) SW-NE streichende Diabasgänge, der längste von ihnen konnte über eine Entfernung von 2,7 km verfolgt werden. Er ist etwa 5 m mächtig und tritt in der Karlandschaft als Härting hervor. Der steil stehende Gang durchschlägt die angrenzenden Gesteine mit scharfem Kontakt. Etwa parallel zu diesem Gang verläuft ein steil SE fallender weiterer Diabasgang westlich an der Rotbühel Spitze vorbei. Eine im Diabas eingeschlossene Nebengesteinsscholle von Quarz-Andalusit-Glimmerschiefer zeigt keine kontaktmetamorphen Veränderungen aber randlich geschleppte s-Flächen.

Im Bereich Vorderberg-Vergaldner Joch kreuzen sich einige z. T. recht mächtige Diabasgänge.

In der Talflanke nördlich von Partenen stellte H. LOACKER (1975) eine Reihe von steilen, N- bis NNW-streichenden, übereinander gelegenen und sich offenbar ablösenden Diabasgängen fest. Sie erreichen Mächtigkeiten bis zu 30 m. Sie setzen in die Tiefe fort und wurden im Versal-Stollen des Kopswerkes angetroffen.

Einige geringmächtige, meist nur wenige dm dicke Diabasgänge wurden im Bereich Kloster-Tal-Kromer Tal beobachtet, aber nicht auf der Karte ausgeschieden. Sie durchschlagen diskordant das Nebengestein und sind ungeschiefert.

Die Diabase sind grau-grüne, meist dunklere, fein- bis feinkörnige, massige Gesteine. U. d. M. ist das magmatische porphyrisch bis ophitische Gefüge gut erhalten: Eigengestaltige Körner und Leisten von Plagioklas sind ehemalige Einsprenglinge. Sie zeigen noch Zonarbau (Albit-Andesin) sind aber meist stark in Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen umgesetzt. Die ehemalige braune Hornblende und Augit(?) sind fast zur Gänze in körnig-filzige Aggregate von Chlorit, Klinozoisit-Epidot,

Albit, Hellglimmer, Biotit und Erz umgewandelt. Der blaßgrüne Chlorit zeigt anomale Interferenzfarben. Klinozoisit bildet idiomorphe Körner und Säulchen. Hellglimmer ist meist feinfilzig und Biotit tritt in kleinen, unscharf abgegrenzten, braun (manchmal grünbraun) bis blaß gefärbten Blättchen auf. Erz bildet unregelmäßig wachsende, gelegentlich skelettartige Kristalle, häufig mit Klinozoisit oder Biotit verwachsen. Undulöser Quarz und Karbonat bilden Körner meist nahe von Plagioklas. Apatit durchwächst in zahlreichen unregelmäßig, langen, nadelartigen Kristallen das Mineralgemenge. Das Gestein hat somit seine Struktur ungeschiefert erhalten, zeigt aber starke Umsetzung des ursprünglichen Mineralbestandes unter Bedingungen der Grünschieferfazies. Es mag sich dabei um Autometamorphose oder um die von M. THÖNI (1981, 1982) festgestellte früh-alpidische Aufwärmung des Silvretta-Kristallins handeln.

Bezüglich des Alters der Diabasgänge ist ihr diskordantes Verhalten gegenüber den begleitenden Gesteinen des Silvretta-Kristallins von Bedeutung. In seiner eingehenden Studie führt P. BEARTH (1932) weiters an, daß die Diabase an alpidischen Überschiebungsbahnen verschiefert wurden und nirgends in triadischen Sedimenten der Silvretta-Decke (Ducan-Mulde) beobachtet wurden. Ohne ein mesozoisches Alter ausschließen zu können, hält B. BEARTH eine spät-variszische Intrusion der Diabase für am wahrscheinlichsten.

Diaphthorite und Tektonite

Als letzte Gesteinsgruppe des Silvretta-Kristallins bleiben Gesteine zu besprechen, die nicht in der Karte dargestellt sind und vorallem durch tektonische Vorgänge geprägt wurden. Die strukturellen und mineralogischen Veränderungen sind im Silvretta-Kristallin häufig und in den verschiedensten Gesteinen zu beobachten. Eine kartenmäßige Ausscheidung ist jedoch wegen der unscharfen Abgrenzung und geringen flächenmäßigen Ausdehnung nicht durchgeführt worden. Drei Gruppen sind zu unterscheiden:

1. Granat und Staurolith führende Zweiglimmergneise und -schiefer

sind an sich tonereichen Paragesteinen nicht unähnlich. Sie sind jedoch deutlich an flache Bewegungshorizonte, meist zwischen Amphibolit- und Mischgneis-Orthogneismassen gebunden. Besonders deutlich ist ihre tektonische Natur in den Fällen, wo die Bewegungsfläche die Amphibolite mit einer Winkeldiskordanz schneidet (Gebiet der Dreiländer Sp. [G. FUCHS, 1960, Blatt Galtür 170] und Lob-Kamm). Zunächst macht sich in den Amphiboliten die Blastese von Granat bemerkbar und zwar bevorzugt in den hellen, gneisigen Lagen. Nahe oder direkt am tektonischen Kontakt treten grobflatschige, glimmerreiche Gneise auf mit reichlichen Porphyroblasten von Granat (bis mehrere cm \varnothing) und Staurolith. Es sind grünlich bis braun gefärbte Gesteine, auf deren ausbleichender Oberfläche die Granate und Staurolithe deutlich hervortreten. Reliktische Amphibolitlagen zeigen, daß diese Gesteine größtenteils aus den Hornblendegneisen entstanden sind, eventuell unter einem gewissen Stoffaustausch mit den überfahrenden Gneisen.

U. d. M.: Plagioklas (Oligoklas) granuliert, tw. Porphyroblasten, polysynthetisch verzwillingt, z. T. Umwandlung in Hellglimmer; Quarz: verzahnte Korngruppen z. T. Mörtelsträhne; Biotit meist grünbraun bis blaßbraun, selten rötlichbraun; Muskowit als grobe Blättchen oder Hell-

glimmersträhne. Granat selten gut begrenzt, meist einschlußreich (Erz, Quarz, Biotit) häufig verlegtes si; Staurolith selten idiomorph, Erzblättchen bilden si, das öfters verlegt ist; in einigen Schliften Sillimanitflatschen; Erz, blättchenförmig, ist reichlich vorhanden und charakteristisch; Akzessorien: Apatit, Turmalin, Zirkon; je nach Schliiff unterschiedlich starke Umwandlung von Granat und Staurolith in Biotit, Muskowit und Chlorit, von Biotit in Hellglimmer, Chlorit und Epidot, und von Sillimanit in Hellglimmer und Biotit.

Der von H. BERTLE (1972, S. 18) beschriebene Turmalin-Granat-Staurolith-Glimmerschiefer dürfte hierher gehören.

Berücksichtigt man das Auftreten dieser Gesteine an internen Überschiebungsbahnen des Silvretta-Kristallins, die allmählichen Veränderungen (Granatblastese) im Gestein bei Annäherung zu diesen und die Schliiffbilder, ergibt sich folgendes genetisches Bild: Am Amphibolit-Gneis-Kontakt entstanden tektonische Mischgesteine, mit deutlichem Tonerdeüberschuß, die unter Bedingungen der Amphibolitfazies rekristallisierten, z. T. postkinematisch. Jüngere Durchbewegung führte zu teilweiser Anpassung an Bedingungen der Grünschieferfazies und Bildung von Biotit, Hellglimmer, Chlorit, Epidot auf Kosten älterer Minerale und z. T. in Strähnen angeordnet. Nur in diesen Fällen ist die tektonische Natur der Gesteine auch im Schliiff erkennbar.

Ein solcher von G. FUCHS als Tektonit aufgefaßter Granat-Staurolith-Glimmerschiefer aus der östlichen Silvretta (Jamtal) wurde von M. THÖNI (1981) analysiert und ergab ein Muskowitalter von 186 ± 8 Mill.J. Es handelt sich offensichtlich um ein Mischalter, wobei nicht zu unterscheiden ist, ob ein variszischer Tektonit durch die von M. THÖNI in diesem Gebiet festgestellte früh-alpidische Metamorphose verjüngt wurde, oder eine alpidische Bewegungsfläche katalysatorischen Einfluß während dieser Metamorphose hatte und so in älteren Gesteinen Mischalter erzeugte.

2. Variszische Diaphthorite

Wie in den eben beschriebenen Gesteinen zeigen auch die Schliiffe fast sämtlicher Gesteine des Silvretta-Kristallins Spuren rückschreitender Metamorphose. Sie machen sich bemerkbar als Hellglimmerfülle der Plagioklasse, perthitische Entwicklung der Kalinatronfeldspäte, Umwandlung von rotbraunem Biotit, Granat, Staurolith in Chlorit, Hellglimmer und grünbraunen Biotit, sowie von gemeiner Hornblende in Aktinolith, Epidot, Quarz, Kalzit, Erz, Chlorit und Serizit. Diese Reaktionen zur Anpassung an die Grünschieferfazies sind mehr oder weniger gediehen, in Abhängigkeit von katalysatorischen Faktoren wie hydrothormaler Vorgänge (STRECKEISEN, 1928, S. 168) oder gesteigerter Durchbewegung. So entstanden aus Hornblendegesteinen Serizit-Chloritgneise und Serizitgneise (z. B. um Gargellen), aus Orthogneisen Chlorit-Flasergneise (z. B. Ritzen Spitzen, Gandataler Köpfe).

S. HOERNES (1971, 68–69) gibt Gründe, daß diese regional wirksame Diaphthorose variszisch erfolgte. H. BERTLE (1972, S. 26) betont hingegen, daß auch in alpidischer Zeit noch Diaphthorose wirksam war, wenn auch räumlich sehr beschränkt, nämlich gebunden an die alpidischen Überschiebungen. Die neuesten Untersuchungen von M. THÖNI (1981, 1982) zeigen, daß das Silvretta-Kristallin von Westen gegen Osten zunehmend von früh-alpidischer Metamorphose erfaßt worden ist.

3. Alpidische Diaphthorite, Kataklasite, Mylonite und Pseudotachylite

Die alpidische Diaphthorose war bisher von der variszischen nur durch ihre Bindung an alpidische Bewegungsbahnen zu unterscheiden. Wie die radiometrischen Altersdatierungen und begleitenden petrologischen Untersuchungen von M. THÖNI (1981, 1982) zeigen, hat die früh-alpidische Metamorphose das östliche Silvretta-Kristallin grünschiefer-faziell überprägt. Es ist in diesem Gebiet sicher nicht leicht, retrograde Umwandlungen der ausklingenden variszischen von der früh-alpidischen Metamorphose zu unterscheiden.

H. BERTLE (1972, S. 41) gibt folgende Mineralumsetzungen an, die wahrscheinlich unter geringer Temperatur vor sich gingen: Abbau von Hornblende, Biotit und Granat; Saussuritisierung von Plagioklas, Verglimmerung von Kalinatronfeldspat; Bildung von Epidot-Klinozoisit und Serizit; Blastese von phengitischem Muskowit, Chlorit, Albit (3–8 % An) und Karbonat; Rekrystallisation von Quarz. H. BERTLE hält diese Diaphthorose für (spät)alpidisch.

Mechanische Zerbrechung (Kataklase) ist mit den verschiedenen Formen alpidischer Deformation verbunden, besonders augenfällig ist sie jedoch nahe der basalen Überschiebungsfläche des Silvretta-Kristallins und an den jungen Brüchen. Die Tektonisierung beginnt mit Granulierung von Quarz, Bildung von Mörtelkränzen und Ausfaserung von Glimmern und Hornblendendurch einscharige Zergleitung. Sie schreitet fort mit der Bildung tektonischer Brekzien, Auflösung des ursprünglichen Gefüges in cm-breiten Zonen und Entstehung von Myloniten durch Kornzerkleinerung. Letztere durchziehen das zerbrochene Gestein in cm bis dm, vereinzelt 1–3 m (Kämme um Sarotla-Tal) mächtigen Zerreibungszone. In diesem Stadium ist die Herkunft eines Gesteins oft nicht mehr feststellbar. H. BERTLE (1972, 36–39) beschreibt eine Reihe von Beispielen von Kataklasiten und Myloniten. Je nach Ausgangsgestein handelt es sich dabei um weiße, bleichgraue, grünliche und dunkel-bräunliche, feinstkörnige bis dichte Gesteine.

Pseudotachylite sind zwar mengenmäßig unbedeutend, aber auffällige und für das Silvretta-Kristallin sehr charakteristische Gesteine. Sie sind grüne, graue, braune bis schwärzliche, dichte Gesteine, die entlang von Haarrissen, Kluft-, Scher- und Schichtflächen, sowie zwickelfüllend in tektonischen Brekzien als mm- bis dm-dicke Gängchen, selten als mächtige Gänge (Äußerer Rößitobel, m 1650) das Nebengestein durchsetzen. Bei ihrem Eindringen in das Nebengestein verhalten sie sich wie Magmatite und umschließen eckige Schollen desselben.

U. d. M. zeigt ein solcher Pseudotachylit nach H. BERTLE (1972, S. 40): Ein dichter, bräunlicher, tlw. Fließfalten zeigender Filz (70 Vol.%) enthält besonders an den Rändern serizitische Partien. Gelängte und gerundete Klaster des Nebengesteins (20–30 Vol.%). Granulierter Plagioklas und Quarz sowie Erz und Epidot schwimmen in der Grundmasse.

Mit den Pseudotachyliten und ihrer Genese haben sich besonders W. HAMMER (1915, S. 555; 1930), P. BEARTH (1933), A. WURM (1935), J. CADISCH (1953, S. 417), L. MASCH (1974) und A. TOLLMANN (1977, 409–410) beschäftigt. Da die Pseudotachylite im tiefsten Teil des Silvretta-Kristallins gehäuft auftreten, betrachtete man sie vorwiegend als an der Basis-Überschiebung gebildete Ultramylonite. Es sei hier erwähnt, daß sie auch in höheren Bereichen des Silvretta-Kristallins vereinzelt zu finden sind. H. BERTLE (1972, S. 40) beobachtete, daß die alpidischen Deformationen

von den Pseudotachyliten durchsetzt werden. Letztere sind somit jünger und fehlen außerdem entlang der Hauptüberschiebung. Die Frage, ob es sich um feinstzerriebene Gesteinssubstanz oder echte Schmelzen handelt, wurde durch L. MASCH (1974) mit dem Nachweis von Glas, Erstarrungsformen von Schmelzen und thermischer Veränderung an eingeschlossenen Mineralen zu Gunsten von Aufschmelzung entschieden. Diese wird wegen Deformationen der Mikrostruktur der Silikate in Zusammenhang mit einer schwachen Stoßwellen-Metmorphose gesehen. A. TOLLMANN (1977, S. 409) entwickelt daraus die Vorstellung, daß der Einschlag (Impakt) eines bedeutenderen Meteoriten einen plötzlichen enormen Druck-Impuls auslöste, welcher eine Temperaturerhöhung um einige Hundert Grade und lokale Aufschmelzung bewirkte. Die bereits beanspruchte Deckenbasis, auflagernd auf weichen Sedimentserien, war als labile Zone vorgegeben für eine bevorzugte Bildung der Pseudotachylite.

Neuerdings stehen in der Diskussion um die Genese der Pseudotachylite auch radiometrische Altersbestimmungen zur Verfügung. M. THÖNI (1981, S. 120) analysierte eine Reihe von Pseudotachyliten aus der östlichen Silvretta, nahe dem Engadiner Fenster, nach der K/Ar-Methode. Er erhielt Modellalter von 53–77 Mill.J., die, vorausgesetzt, daß der Verlust an radiogenem Argon bei der Schmelzentstehung der Pseudotachylite vollständig war, folgende Interpretationen erlauben:

- a. Es handelt sich um das wahre Entstehungsalter: Ob. Kreide–Alttertiär.
- b. Die Pseudotachylite entstanden früh-alpidisch (Kreide) und die Modellalter sind die Folge von Verjüngung.
- c. Die Pseudotachylite entstanden im Tertiär und die höheren Alter sind durch Überschuß an radiogenem Ar verursacht.

M. THÖNI schlägt als Genese vor: Bei der Abscherung und dem Transport der Silvretta-Masse entstand in höheren tektonischen Niveaus bedeutende Stressbeanspruchung, die zu lokaler Schmelzbildung führte. Es wird in diesem Zusammenhang betont, daß Pseudotachylite nirgends in den Fenstergesteinen beobachtet wurden.

4.5. Quartär

Grund- und Seitenmoräne (Würm bis rezent), 9

Weite Hangteile sind von Moränenschutt verkleidet und treten somit auf der Karte als ausgedehnte Flächen hervor. Die Karte zeigt auch die Häufigkeit und Vielfalt glazigener Formen, die in der Natur meist recht auffällig sind und die Landschaft der Silvretta prägen. Es wären allerdings spezielle glazialgeologische Studien für die Einstufung und Korrelierung der vielfältigen Moränenformen notwendig, welche im Zuge unserer Geländeaufnahmen nicht durchgeführt wurden. Auf der Grundlage einiger glazialgeologischer Arbeiten aus der Umgebung (O. REITHOFER, 1931, 1936; O. AMPFERER, 1936), der Chronologie von H. HEUBERGER (1968) und in Anlehnung an H. BERTLE (1972, S. 49ff) folgt eine knappe Behandlung dieses Themas.

Die ausgedehnte, ungegliederte Moränenbedeckung, unter der das Grundgebirge nur inselartig aufgeschlossen ist, dürfte besonders in tieferen Lagen zum Großteil Grundmoräne des Würm-Gletschers darstellen, z. B. orogr. linke Hänge des Gargellen-Tales, Montafon, höhere Hangteile von Groß-Vermunt.

Das Gschnitz-Stadium des Spätglazials zeigt sehr grobblockige und stark verwachsene Wallformen. Das Feinmaterial zwischen den Grob-

blöcken ist vielfach ausgewaschen. Im Gargellen-Tal reichte der Gletscher des Haupttales bis etwa 1300 m. Die Gschnitzgletscher der Seitentäler stießen bis ins Haupttal vor. Als Beispiele führt BERTLE die Moränenwälle westlich und nördlich der Madrisa Hütte, des östlichen Gargellner Alptobel und von der Röbi Maisaß an (S. 49).

Die Daun-Moränen sind stets stark zerflossen und bewachsen. Meist ist nur ein Wall bzw. ein Hauptwall ausgebildet. Die Stirnwälle liegen im Röbi- und Ronggtal in 1850 m Höhe, im Gargellner Alptobel auf 1700 m, im Valisera-Täli und Valiseratal auf 1650 bzw. 1680 m Höhe. Als einziger Daun-Gletscher erreichte der vom Ganda See herab kommende Gletscher das Haupttal bei 1530 m (deutliche linke Seitenmoräne mit Stirn- und Biegung). Diese Besonderheit geht auf die Lage unter der steilen 700 m hohen Nordflanke der Madrisa sowie auf die relative Länge des Gletschers zurück. In sämtlichen Spätglazialstadien stießen hier die Gletscher weiter vor.

Gegenüber den Wällen des Dauns zeigen die des Egesen-Stadiums deutlich bessere Erhaltung und stärkere Auflösung in eine Vielzahl von Wällen. Diese Aufgliederung haben sie gemeinsam mit den jüngeren Larstig-Moränen, die allerdings weit frischer sind und nicht so tief hinabreichen. Der Egesen-Gletscher stieß im Ronggtal bis 2040 m, im Röbital bis 2050 m, im Valiser Täli bis etwa 1900 m vor. Die Stirn des Gletschers unter der Nordflanke der Madrisa liegt bei 1960 m. Von hier reicht ein gewaltiger Blockstrom des Egesen-Stadiums bis ins Haupttal (1680 m) hinab. Der Großteil des Blockmaterials dürfte aus Bergstürzen stammen, die vom Nordostgrat der Madrisa auf die Stirn und das Vorland des Egesen-Gletschers niedergingen.

Dem Larstig-Stadium zugehörige Gletscher erwähnt H. BERTLE (1972) nur vom Ronggtal (2200 m) und vom Ganda-See; dieser See wird durch den Larstig-Stirnwall abgedämmt (1960 m). Im Raum um Gargellen entstanden aber durch starkes Schuttfließen eine Vielzahl an Wällen und Girlanden. Solche Wallformen bzw. echte Moränen des Larstig-Stadiums finden sich in fast sämtlichen Seitentälern und Karen.

Die jünger als Larstig gebildeten glazialen Formen subrezenten und rezenten Stände heben sich deutlich durch fehlenden oder noch geringen Pflanzenbewuchs ab. Besonders auffällig ist der Unterschied in Bewuchs und Schärfe der Moränenformen am Gletscherstand von 1860. Auch der Stand von 1920 ist meist deutlich festzulegen.

Die frischesten und schärfst entwickelten Moränenformen finden wir im Vorland der heute noch auf Bl. Partenen existierenden Gletscher. Im Kromertal hielt sich unter den Nordwänden des Litzner-Seehornstockes der Litzner Gletscher. In seinem Vorfeld um die Saarbrückner Hütte breitet sich eine weite Moränenlandschaft aus. Kromer- und Schweizer Gletscher sind zwei kleine Kargletscher nordwestlich des Litznerstockes. Auch östlich desselben finden sich noch einige Restgletscher: nordwestlich und nordöstlich der Verhupf Sp. und nördlich der Sonntag Sp.

Im Kloster-Tal bildete der Klostertaler Gletscher im vorigen Jahrhundert noch ein ausgedehntes Eisgebiet im inneren Talgrund. Heute ist er in Teilgletscher zerfallen.

Es sei noch auf die geomorphologische Studie von H. BÖRNER (1933) hingewiesen, der sich mit der Talgeschichte des Montafon und Paznaun befaßt. Es werden in dieser Arbeit vor allem Flächensysteme zur Rekonstruktion der schrittweisen Entstehung der Täler herangezogen.

Grobblockwerk, 7

Versackter Felsbereich (teilweise zu Grobblockwerk zerlegt), 6

Größere und kleinere rezente oder subrezente, der Schwerkraft folgende Massenbewegungen trifft man praktisch in sämtlichen Gebieten des Kartenblattes. Durch die Tätigkeit der eiszeitlichen Gletscher wurden die Talflanken und Karbegrenzungen übersteilt und so ein scharfes Relief geschaffen. Mit dem Abschmelzen der Gletscher wurde den übersteilten Flanken das Widerlager entzogen und diese labilen Hangteile neigen nun zu Schweregleitungen. Ob und wie diese Hangbewegungen stattfinden, wird durch die lokalen Gegebenheiten bestimmt: Das Einfallen der Schicht- und Schieferungsflächen ist besonders entscheidend. Einfallen annähernd parallel zum Hang fördert das Zergleiten desselben während Einfallen gegen den Berg stabilisierenden Einfluß hat. Tektonische Auflockerung der Gesteine in der Umgebung von Überschiebungslinien und nahe von Brüchen spielt eine große Rolle. Störungen wurden vielfach zu Abrißnischen von Sackungen und Gleitungen. Das Vorhandensein und die Position wasserstauender und gleitfähiger Horizonte, wie der Arosa-Zone unter dem Silvretta-Kristallin, ist von besonderer Bedeutung.

Im Bereich der Käme, Grate und Gipfel machen sich gravitative Massenbewegungen durch das Aufreißen von mehrere Meter breiten, senkrechten Spalten bemerkbar. Sie entstanden durch die talwärts gerichtete Rotation, das Hinauskippen größerer Felspartien. Diese Erscheinungen sind Anzeiger sich vorbereitender Bergstürze. Es entstanden so vielfach kühne, isoliert in den Flanken stehende Felstürme. Bei hangparallelem Einfallen der Gesteine sind manche Käme und Flanken zu einem Haufwerk riesiger Blöcke zerfallen. Wie überaus grobblockige Moränen belegen, sind aus labilen Felsflanken Bergstürze auf die spätstadialen bis heutigen Gletscher niedergegangen. Frische Abrißnischen in den Wänden und frisches Blockwerk zeigen, daß Felsstürze auch heute noch stattfinden.

H. LOACKER (1975) berichtet, daß die Bergzerreißen im Kambereich Tafamunter Augstenberg – „Auf der Schassa“ – tief greifende Auflockerung bewirkt hat, die noch im Stollenniveau des Kopswerkes feststellbar war.

In den unter den Felsbauten gelegenen Talflanken machen sich Massenbewegungen durch die Ausbildung riesiger bogenförmiger, gegen das Tal konkaver Abrißnischen bemerkbar. Diese treten hervor als Steilstufen im Hang, vielfach durch Schroffenreihen markiert. An heute noch nicht zur Ruhe gekommenen Sackungen finden sich im Bereich der Abrißnischen oft meterbreite, offene Spalten, an welchen die Vegetationsdecke abgerissen ist. Unter den Abrißnischen, es sind häufig mehrere, ist eine deutliche Verebnung, unter der sich labile, gegen das Tal konvexe, abgesackte Hangteile mit steilen Hangneigungen verbauen. Sie setzen sich vielfach aus etwas verstellten oder zu Blockwerk aufgelösten Felspartien zusammen, vermischt mit Hangschutt und Moränenbedeckung. Solche Bewegungsmassen haben gelegentlich km-Dimensionen und ihre Auflockerung greift tief in den Hang ein; dies zeigte sich beim Bau des Freispiegelstollens Gaschurn–Latschau der Vorarlberger Illwerke, der den gewaltigen Rutschhang westlich von Gaschurn unterfährt (Bericht O. REITHOFER, 1951).

Das erwähnte Beispiel ist nur eine von zahlreichen Hangebewegungszonen, welche die orogr. linke Talflanke des Montafon erfaßt haben. An einer Reihe von Abrißnischen nördlich des Schafbodenkopf und Breitflie-

lerberg sind die gegen Außer- bzw. Innerbofa hinab ziehenden Hänge als gewaltige Bewegungsmasse abgesackt. Bei diesem wie bei dem oben erwähnten Gebiet westlich von Gaschurn war sicher die mit dem Hang N-fallende Schieferung für die Entwicklung der Rutschhänge ausschlaggebend. Vermutlich waren an der Ablösung der weiten Hangbereiche auch die zahlreichen NW-SE bzw. WNW-ESE streichenden Störungen beteiligt, die am Gante Kopf, der Versettla, und im Schafbodengebiet von H. PIRKL festgestellt wurden. Aufreißen von Spalten im Fels, frische Anrisse im Schutt und schiefstehende oder entwurzelte Bäume zeigen rezente Bewegungen im Hang westlich Gundalatscherberg an (H. PIRKL, 1973).

Der Kamm südlich des Gante K. zerfällt überhaupt nach beiden Seiten, gegen das Montafon und gegen das Nova Tal hin. Nördlich der Alp Nova sind beide Seiten des letztgenannten Tales von ausgedehnten Sackungen betroffen.

In ähnlicher Weise sind die gegenüber liegenden Hänge im unteren Vergaldener Tal in Sackung begriffen. Auch hier dürften Brüche die Hangbewegungen begünstigt haben.

Ausgedehnte Hangteile sind weiters im Gargellen-Tal südwestlich von Gargellen in Bewegung. H. BERTLE (1972, 52-53) erachtet die sanft E-abtauchende, unterlagernde Arosa-Zone als basale Ursache der Bewegung. Das Ausstreichen der Arosa-Zone ist durch Austritte einiger starker Quellen markiert, was diese Zone als Stauhorizont kennzeichnet. Der Abriß erfolgte an den etwa N-S-streichenden Brüchen, die das Kristallin westlich des Gargellen-Fensters vorstellen. Auch die Sackungen im Bereich der Sarotla Alm und in der Madrisa-Ostflanke werden auf diese Störungen zurückgeführt.

Schwemmkegel, Murenschutt, 4

Hangschutt, 3

Alluviale Schotter und Sande, 2

Schuttdeponie, 1

Die oben behandelten glazialen Schuttablagerungen sind von den nun zu besprechenden Lockersedimenten nicht immer scharf zu trennen: Die Bäche haben das Moränenmaterial teilweise umgelagert. In versackten Hangbereichen hat tiefgreifende Hangtektonik aus Moräne, Hangschutt und zerglittenen Felspartien eine einheitliche Bewegungsmasse geschaffen. Durch Solifluktion kann der Hangschutt Girlanden und Wülste bilden und so glazialen Ablagerungen ähnlich werden.

Die aus steilen Felspartien, wie Graten, Wänden usw. herabstürzenden Gesteinstrümmen sammeln sich in Sturzhalden, Schuttkegeln oder als ungegliederter Hangschutt am Fuß der Felsen. Besonders mächtig sind die Schuttkörper, wo Auflockerungszonen entlang von Störungen, meist als Rinnen ausgebildet, die darüber befindlichen Wände durchsetzen. Die genannten Schuttkörper weisen steile Hangneigungen auf und laufen erst im Grund der Kare sanfter aus. Während sich auf den Schuttkegeln meist keine zusammenhängende Vegetation entwickeln konnte, sind Schutthänge in Hochlagen von blumigen Matten überzogen, in tieferen Bereichen von Almrausch, Grünerlengebüsch etc. bestanden. E. VORNDRAN (1969) hat die Schuttbildung und -bewegung in der zentralen Silvretta speziell untersucht. Dabei wurde unterschiedliche Aktivität der Halden festgestellt, welche sich in Bewuchs und Erosionsrinnen ausdrückt.

Ist Wasser stärker am Schutttransport beteiligt, sind die Neigungswinkel der Schuttablagerungen flacher. Wo Rinnen und Seitenbäche einmünden, schieben sich flache, weitausfächernde Schwemmkegel in den Talgrund vor. An ihrer Formung dürfte Materialtransport durch Muren erheblich mitgewirkt haben. Besonders mächtige Schwemmkegel finden sich bei der Einmündung der Seitentäler ins Montafon. Gelegentlich wurde durch Schwemmkegel der Hauptbach aufgestaut. H. BERTLE (1972, S. 52) schließt aus vereinzelt noch erhaltenen kleinen Schotterterrassen in den völlig flachen, meist sumpfigen Talabschnitten über solch einem Schwemmkegel, daß zeitweise kleine Seen aufgestaut wurden (z. B. südlich der Unt. Valzifenz Alm bei P. 1762, Schuttkegel des Valisera-Baches u. a.).

Entlang der Täler (z. B. Gargellen-, Garneratal) sind Felsaufschlüsse verhältnismäßig selten. Der Talgrund ist von mächtigem Schutt erfüllt. Diese Alluvionen, Talschuttablagerungen sind deutlich flacher als der Hangschutt, hängen aber mit den Schwemmkegeln der Seitenbäche eng zusammen und sind von diesen nicht zu trennen. Im Montafon hingegen finden sich ausgedehntere, völlig flache Talböden im Bereich des Kraftwerks Vermunt oder westlich von Winkel.

Die jüngsten Schuttkörper sind die bei den zahlreichen technischen Bauwerken vom Menschen geschaffenen Schuttdeponien. Meist handelt es sich um Gesteinsmaterial, das von den Stollenbauten der Voralberger Illwerke stammt und in der Nähe der Stollenmundlöcher abgelagert wurde (Druckleitung zum Ob. Vermuntwerk, zum Vermunt-Stausee, SSE und NNW von Partenen). Die Deponien fallen in der Landschaft durch ihre horizontale Oberfläche und ihren einheitlichen und steilen Böschungswinkel auf. Das beim Stollenbau geförderte Material unterscheidet sich von dem natürlichen Schutt der Umgebung meist auch durch die Farbe.

5. Geologischer Bau

Das Silvretta-Kristallin war bereits vor seiner Überschiebung metamorphosemäßig und strukturell fertig geprägt. Wie die absoluten Altersbestimmungen zeigen (B. GRAUERT, 1966, 1969, u. a.), ist dieses Kristallin in kaledonischen und variszischen Gebirgsbildungen entstanden. Wir beginnen die tektonische Beschreibung daher mit diesen älteren, voralpidischen Strukturen.

In der Osthälfte unseres Blattes finden wir eine mittelsteil NW-tauchenden Folge von Hornblendegesteinen und Orthogneisen. Die tiefsten auf Blatt Partenen aufgeschlossenen Gesteine stehen daher im Südosten, im Kloster-Tal, an. Die Flanke dieses Tales, die zum Kamm Silvretta Horn-Klostertaler Egghorn emporzieht, ist aus Hornblendegesteinen und ihnen eingeschalteten Zügen von Paragneisen mit Mischgneistendenz aufgebaut. In diesem stecken südöstlich der Roten Furka und im NNW-Sockel des Klostertaler Egghorn Lappen von Augengranitgneis. Die Gneise sind mit den Hornblendegesteinen dieses Gebietes nach WNW bis NW-Achsen intensiv verfaltet und bilden Liegendfalten. Das Einfallen schwankt zwischen WSW und NW.

Über die beschriebenen Serien legt sich im Kamm Tälhorn-Schwarze Wand eine Masse von Augengranitgneis. Die oben erwähnten kleinen Augengneislappen sind wohl als von dieser Orthogneismasse stammende

und z. T. abgetrennte Digitationen zu betrachten. Den Granitgneis überlagern Amphibolite mit Mischgneisbändern, die im Verhupftali nach WNW-Achsen mit dem Augengneis in ihrem Liegenden wild verfault sind. Die Hangendteile dieses Augengneises enden in einer großen liegenden Antiform, die tieferen Teile sind durch eine Störung abgesenkt, folgen dem Klostertaler Bach und lappen nach Versetzung an einer weiteren Störung zur Kleinen Schatten Spitze empor. Die von Amphiboliten ummantelten Mischgneise im Hangenden bauen den Sockel des Lob-Kammes auf und ziehen zur Bieler Höhe weiter. In diesen Gesteinen tauchen die Achsen gegen SW bis WNW ein. Die Liegend- und Hangendgrenze des Mischgneises sind als Bewegungshorizonte mit Granatblastese ausgebildet.

Im Litzner-Stock überlagert eine gewaltige Granitgneismasse, welche die Gipfelpartien des Lob-Kammes, die Westflanke des Kromer-Tales und das obere Garnera-Tal aufbaut. Sie setzt bis Partenen fort und bildet Kresper-Spitz und den Vallüla-Stock. Im Bereich Gr. Seehorn-Ostgrat-Saarbrückner Hütte findet sich eine Einfaltung von Para- bis Mischgneis. Die Faltenachsen tauchen gegen SW bis WNW ein. Im Litzner und dem Lob-Kamm sind jüngere Verfaltungen nach SSW-NNE- bis N-S-Achsen verbreitet. Das Schichtfallen ist im beschriebenen Raum einheitlich NW gerichtet.

Über dem Orthogneiskomplex folgt westlich des Garnera-Tales eine ausgedehnte Masse von Hornblendegesteinen mit untergeordneten Einschaltungen von Paragneis bzw. Glimmerschiefer. Diese Folge bildet eine weite Mulde, wobei die Glimmerschiefer deren Kernregion markieren. Der Paragneiszug tritt im tieferen Teil der Folge auf. Dieser Gesteinskomplex quert im Bereich von Gaschurn das Ill-Tal und baut von dort an die nördlichen Talflanken bis Partenen auf, wo er gegen Kops weiterzieht. Südwestlich von Partenen lappen die Hornblendesteine und der Paragneiszug zum Gipfelbau des Hochmaderer empor. Nördlich von Partenen ist der Paragneis mit Bändern von Misch- und Augengranitgneis verbunden. Auch der Glimmerschieferzug setzt von Gaschurn in das Gebiet des Zeinis Joch fort. Darüber folgen Amphibolite, die südlich des Ill-Tals nicht mehr erhalten sind. Höher kommen Paragneise mit Einschaltungen von Augengranitgneis und Muskowitgranitgneis. Im Raum Partenen herrscht E-W-Streichen mit mittelsteilem N-Fallen, welches sich im Valschaviel-Tal versteilt.

Gegen Südwesten schwenkt das Fallen allmählich in NNW- und NW-Fallen um, welches in dem Gebiet westlich des Garnera-Tales im oberen Vergaldener Tal, bis ins obere Winter-Tal herrscht.

Im Raum Schlappiner Spitze setzt sich Gegenfallen durch und es taucht der Granitgneiskomplex der Madrisa empor, der südlich der Staatsgrenze mit dem des Gebietes Garnera-Tal-Litzner zusammenhängt (E. WENK, 1934, Tf. 3). Über Obere Valzifenz Alm, unteres Vergaldener Tal, zieht der Orthogneis mit untergeordnetem Aplit-Muskowitgranit und Paragneis zur Valisera Alm weiter. Der NNE-streichende Orthogneiszug wird von Hornblendegesteinen unterlagert, die den Ostrahmen des Gargellen-Fensters bilden. Er ist in der Westflanke der Ritzen Spitzen mit diesen mehrfach verfault. Diese Falten streichen NNE-SSW.

Bei Inner Gampabing macht der Orthogneiszug, es herrscht hier Aplitgneis, eine Schlinge und zieht im Liegenden der oben erwähnten Amphibolite gegen SW. Er verbindet sich mit den Aplitgneisen der Sarotla Mäher und bildet dort zusammen mit Biotitparagneis den Fensterrahmen. Die Hornblendegesteine, die den Sockel der Madrisa und den gesamten

Grenzkamm westlich Gargellen aufbauen, überlagern den Orthogneiszug der Sarotla Mähder, welcher eine Antiklinalstirn bildet. Der Bau dieses Gebietes demonstriert klar, daß die konkordante Abfolge der Silvretta durch Liegendfallen zustandekommt, ein Ausdruck der Schlingentektonik. Weiters ist der diskordante Zuschnitt des Innenbaues des Silvretta-Kristallins durch die Basis-Überschiebung gut zu erkennen. Dies kommt auch in den Profilen H. BERTLES (1972, Tf. 3) gut zum Ausdruck.

Im Rahmen des Gargellen-Fensters und entlang des Westrandes des Kristallins in der Schweiz stoßen verschiedene Gesteinszüge des Kristallins an die unterlagernden Sedimenteinheiten. Generell herrscht in diesem westlichsten Teil des Silvretta-Kristallins unseres Blattes sanftes E bis SE-Fallen.

Der um Gargellen verfolgte Orthogneiszug verbindet sich nördlich der Blattgrenze auf Blatt Stuben (1937) mit den Orthogneisbändern in den Paragneisen des Valschaviel-Tales, was wieder großangelegte Schlingentektonik anzeigt.

Für diesen Bau ist es charakteristisch, daß sich bei Verfolgung im Streichen Gesteinszüge miteinander verbinden, die andernorts übereinander und durch andere Gesteinszüge getrennt auftreten. Dies verrät das Vorhandensein von Liegend- bzw. Tauchfallen. Gerade im Grenzbereich der Blätter Stuben und Partenen um St. Gallenkirch schwenken die Gesteinszüge aus der SSW-NNE- in die W-E-Richtung um, was eine Verbiegung des an sich schon sehr komplizierten Faltenbaues anzeigt. Dieser Innenbau des Silvretta-Kristallins, der mehrphasig kaledonisch-variszisch entstanden ist, wurde während der alpidischen Orogenese diskordant abgeschert und en bloc in seine gegenwärtige Position gebracht. Dabei ist es wahrscheinlich zu weiteren Verbiegungen und Stauchungen gekommen.

Die Granat-Stauroolith führenden Tektonite entstanden an flachen Bewegungsbahnen, die den beschriebenen Faltenbau konkordant und diskordant schneiden (in der Zentral-Silvretta). Sie sind voralpidisch, da nach den radiometrischen Altersdaten (B. GRAUERT, 1969) Metamorphosebedingungen der Amphibolitfazies während der alpidischen Orogenese im Silvretta-Kristallin nicht mehr erreicht wurden. Wahrscheinlich sind diese Bewegungsbahnen gleich alt wie die Schieferung, die nach H. BERTLE (1972, S. 29) nach der Faltung, aber noch während der variszischen Metamorphose ausgebildet wurde.

Das Kartenblatt belegt in hervorragender Weise den alpinen Deckenbau: Unter der sanft gegen Osten abtauchenden Überschiebungsfläche der Kristallindecke sind fast nicht metamorphe, z. T. fossilbelegte Sedimentserien aufgeschlossen. Auch diese sind durch flache alpidische Überschiebungen in eine Reihe extrem ausgedünnter Deckenkörper zerlegt. Sie gehören dem penninischen System an und sind vom Liegenden gegen das Hangende: Prättigau-Flysch, Falknis-Decke, Sulzfluh-Decke und Arosa-Zone, deren Gesteinsbestand in Kapitel 4.1.-4.3. beschrieben wurde.

Die Beanspruchung der Gesteine an den Deckengrenzen äußert sich vorwiegend in Zerschierung und Mylonitbildung. Im Kristallin ist daneben auch Deformation durch Zergleiten und Verfallen zu beobachten. Mineralneubildungen sind sowohl im Kristallin als auch in den Sedimenten feststellbar, in letzteren aber meist nur im unmittelbaren Bereich der Überschiebungsbahn. Aus den Faltenachsen der Arosa-Zone, die flach gegen E bis ESE eintauchen, sowie den Verfallungen in den basalen Teilen des Kristallins geht eine N bis NNE gerichtete Überschiebungsrichtung hervor.

Das Alter der Überschiebungen ist jünger als die jeweils jüngsten Schichtglieder der tieferen Einheiten, diese sind Eozän im Prättigau-Flysch, Ob. Kreide in der Falknis- und Sulzfluh-Decke, sowie ?Cenoman in der Arosa-Zone.

Bei den alpidischen Überschiebungen kam es gelegentlich zu Verschiebungen. So gelangten in die Arosa-Zone Späne von Kristallin (z. B. im Röbibach bei Gargellen) sowie von Sulzfluh-Kalk und -Granit (z. B. Schnapfen Tobel m 1780). Als großdimensionale Scherlinge sind hier auch die liegengebliebenen kalkalpinen Gesteine der Madrisa-Schollenkette zu nennen.

Nach der Hauptüberschiebung, spät-alpidisch, erfolgte eine NNW-vergente Wellung, die Arosa-Zone und Kristallin erfaßte. So kam es zur Aufwölbung und Bildung der Nebensterne im Gebiet des St. Antonier Jochs (H. BERTLE, 1972, 42–44). Diese wird im Zusammenhang mit der Aufwölbung des Prättigau-Gewölbes gesehen.

Nach der mit der Aufwölbung verbundenen Faltung wurde der gesamte Deckenstapel durch ein Netz von Brüchen zerkleinert. Die Bruchstaffelung ist besonders deutlich im Bereich des Gargellen-Tales, wo sie wesentlichen Anteil an der Formung der Fenster hat (H. BERTLE, 1972). Die Störungen folgen hier der NNW–SSE- und NNE–SSW-Richtung, wobei letzteres System besser ausgebildet ist. Die Verstellungen an den steilen Verwerfungsflächen sind fast durchwegs vertikal erfolgt. Die Sprunghöhen liegen häufig im Bereich von wenigen m, erreichen aber auch 60 bis 150 m. Vorwiegend die östlichen Schollen wurden abgesenkt. H. BERTLE (1970) erkannte die NNE–SSW-Brüche des Gargellen-Tales als Teil eines aus dem Landwassergebiet bis in die Kalkalpen zu verfolgenden Störungssystems, das auch auf den Satellitenbildern klar erscheint (A. TOLLMANN, 1977 a).

Innerhalb des Silvretta-Kristallins ist das Störungsnetz komplizierter, wahrscheinlich infolge der Existenz älterer Klufsysteme.

Außer den im Bereich Gargellen beobachteten Richtungen tritt hier ein um die E–W-Richtung pendelndes System hervor (z. B. Ritzen Spitzen, Rotbühel Spitze, Hochmaderer, Schafboden Kopf). NW–SE-Brüche bewirken im Litzner-Klostertal-Gebiet Absenkungen der Nordost-Schollen.

Die Sprunghöhen sind meist im Bereich von m bis Zehnermeter, erreichen aber gelegentlich 120 m (NE–SW-Störung vom Valziferzer Joch, BERTLE, 1975).

6. Geologische Entwicklung

Aus dem Schweizer Anteil der Silvretta stehen eine Reihe radiometrischer Altersdaten zur Verfügung und altersmäßig gesicherte Sedimentserien sind in den Bau einbezogen, sodaß die geologische Entwicklung relativ gut bekannt ist.

Die Zirkone der Paragneise, der neben den Amphiboliten ältesten Gesteine der Silvretta, stammen aus einem Liefergebiet, das über 1500 Mill.J. (B. GRAUERT, 1966, 1969), nach P. PASTEELS (1964) 1910–1550 Mill.J. alt war. Für die tonig-sandigen Sedimente, die Ausgangsgesteine der Paragneise, errechnet B. GRAUERT (l. c., S. 91) ein Alter von 510 (+60, –55) Mill.J., welches sich in Anbetracht gewisser Unsicherheitsfaktoren auf 550 Mill.J. erhöhen mag. Diese Sedimentation war

von ausgedehntem basischen Vulkanismus begleitet (Hornblendegesteine). SPAENHAUER's Bericht über gabbroide Gesteine (1932) und der kürzlich gefundene verhältnismäßig große Peridotitkörper südlich von Galtür (G. FUCHS, Aufnahmsber. 1982) belegen die Beteiligung basischer Tiefenmassen.

Zwischen 500–418 Mill.J. gelangte diese Geosynklinalfüllung unter regionalmetamorphe Bedingungen der Amphibolitfazies (B. GRAUERT, 1969). Es bildeten sich in kleinem Umfang Metatexite und die in der südlichen Silvretta nicht seltenen Eklogitamphibolite. Nach S. HOERNES (1971) entstammt die Disthenzone der zentralen Silvretta dieser druckbetonten kaledonischen Metamorphose. Eine dieser zugeordnete Tektogenese wird von F. PURTSCHELLER & F. P. SASSI (1975) und A. TOLLMANN (1977, S. 411) vertreten. Es ist nämlich anzunehmen, daß die variszische Schlingentektonik dadurch zustande kam, daß ein älterer Faltenbau wieder verfaltet wurde. Gegen das Ende der kaledonischen Metamorphose drangen palingene Schmelzen empor. Es ist die Abfolge Quarzdiorite, Fluella-Granite (427 Mill.J.) und aplitisch-pegmatitische Muskowitgranite (351 Mill.J.) festzustellen. Der kaledonische Magmatismus erstreckte sich somit über einen langen Zeitraum, bis zum Einsetzen der variszischen Orogenese.

Diese äußert sich im Entstehen des Schlingenbaues, begleitet von kräftiger Metamorphose in Amphibolitfazies, welche die Tektonik überdauerte. Die postkinematische Mineralvergesellschaftung Staurolith, Sillimanit, Disthen II, Andalusit und Glimmer sind hier zu nennen (S. HOERNES, 1971). Rb/Sr-Altersdaten ergaben für die variszische Metamorphose ein Alter von 350 bis 300 Mill.J. (B. GRAUERT, 1966, 1969).

Die Granat, Staurolith, örtlich auch Sillimanit führenden Tektonite an flachen Bewegungsbahnen, die den Faltenbau gelegentlich diskordant schneiden, sind wahrscheinlich spätvariszisch, noch während der amphibolitfazialen Metamorphose entstanden. Die Überschiebungen unbekannter Transportweite, wurden vermutlich während der von H. BERTLE (1972, S. 29) betonten Schieferungsphase gebildet. Noch jünger, aber noch spät-variszisch, ging Diaphthorese mit teilweiser Anpassung an Bedingungen der Grünschiefer-Fazies über das Silvretta-Kristallin hinweg. Ebenfalls noch spät-variszisch intrudierten die Diabasgänge, welche von der Metamorphose nicht mehr erfaßt, nur in Nachbarschaft alpidischer Störungen verschiefert, und in den permo-mesozoischen Ablagerungen auf dem Silvretta-Kristallin nirgends beobachtet wurden.

Die regionale Wirksamkeit alpidischer Metamorphose im Silvretta-Kristallin wurde durch M. THÖNI (1981, 1982) belegt. Sie erreichte in der stärker betroffenen östlichen Silvretta den Grad der Grünschiefer-Fazies (Chloritoid-Zone) und war vorwiegend ein thermisches Ereignis. Für den Aufbau des Temperaturfeldes macht M. THÖNI frühe tektonische Einengungs- und Versenkungsvorgänge in der Zeit vor ca. 130–100 Mill.J. verantwortlich. Das Temperaturmaximum wurde vor ca. 100–90/85 Mill.J. erreicht, im Cenoman/Unterturon. Die relativ rasche und gleichmäßige Abkühlung des Ostalpins (Abkühlalter 90/85–70 Mill.J.) wird darauf zurückgeführt, daß das Ostalpin von seinen tieferen Krustenteilen abgeschert und auf das im Norden vorgelagerte Penninikum aufgeschoben wurde. Die rasche Abkühlung erfolgte von unten her durch den kühlen Untergrund und von oben durch fortschreitende Erosion während der Gosauzeit sowie Abgleiten höherer tektonischer Einheiten (z. B. kalkalpine Einheiten).

Die alpidische Orogenese schnitt die Kristallinmasse diskordant zu deren Innenbau und brachte sie als Teil der Mittelostalpinen Decke post-eozän über die bereits gestapelten penninischen Einheiten. Nach A. TOLLMANN (1970) eilten die oberostalpinen kalkalpinen Einheiten voraus auf das Pennin und gelangten bei einem weiteren Nord-Vorschub des Silvretta-Kristallins als Madrisa-Schollenzone unter deren Basis. Abgesehen von der von M. THÖNI (1981, 1982) festgestellten früh-alpidischen Metamorphose erfolgten retrograde Mineralumsetzungen vorwiegend in stärker durchbewegten Bereichen. Im Kristallin äußern sie sich als Diaphthorese. Die Bruchsysteme der Silvretta kamen zur Ausbildung. Einige sind weithin durch mehrere alpine Einheiten verfolgbar, wie die Gargellen-Störung, und deshalb wohl recht tief reichend. Andere sind in ihrer Richtung durch das alte, voralpidische Kluffnetz des Kristallins bestimmt. Das Kluff- und Störungsnetz spielt eine nicht unbedeutende Rolle bei den postglazialen und rezenten Hangbewegungen.

7. Nutzbare Gesteine

Auf dem Kartenblatt sind nur wenige unbedeutende Vererzungen bekannt, auf denen alter Bergbau umging.

In dem kleinen Kar NNW der Versettla fand H. PIRKL (1973) einen kleinen Schurfbau auf Kupferkies, der nach Aussage von Einheimischen etwa um die Mitte des vorigen Jahrhunderts betrieben wurde; schätzungsweise 50–60 t Hauwerk mit nur wenigen Prozent Kupferkies wurden gefördert. Das Vorkommen liegt in Amphibolit und besitzt gangartige Form. Ein Kupferkies führender Kalkmarmor, maximal 1 m mächtig, durchsetzt NE–SW-streichend etwa senkrecht den NW-fallenden Amphibolit. Dieser „Gang“ ist über eine Vertikalerstreckung von 20 m zu verfolgen. Im Amphibolit sind nicht selten diffus Karbonat führende Partien zu beobachten, sodaß vermutet wird, daß das erzführende Karbonat aus dem Amphibolit stammt. Es dürfte beim Zerfall von Hornblende bei der Diaphthorese frei geworden sein und sich an einer Störungsoberfläche gesammelt haben.

Spätmittelalterlicher Eisenbergbau – urkundlich bekannt – ist im Gebiet Augstenberg Nord, westlich von P. 2645, im Valzifenser Grat, am Eisentäli-Grat unterhalb der Rotbühel Sp., nördlich vom Hinterberg und westlich des Vergaldner Joch umgegangen. Den Amphiboliten und Hornblendegneisen dieses Gebietes sind dünnblättrige Biotit-Muskowitschiefer mit Kalkmarmorlagen und Biotitplagioklasgneise eingeschaltet, welche stark Pyrit führen und daher limonitisch verwittern (H. BERTLE, 1975, 1976). Diese Gesteine sind durch NE–SW- bis E–W-streichende Störungen stark zerhackt, welche in der Landschaft durch ihre rostige Verwitterungsfarbe auffallen. Im Störungsbereich reicherte sich offenbar Limonit an, der sekundär aus dem Pyrit des Muttergesteins entstand (Eiserner Hut) und im Bergbau gewonnen wurde. Zwei solcher Schürfe westlich des Vergaldner Joch sind noch gut erkennbar.

Schwermineraluntersuchungen zur Auffindung weiterer unbekannter alter Baue, etwaiger Vererzungen u. s. w. wurden durch H. PIRKL (1975) auf den Blättern Partenen, Schruns und Galtür durchgeführt, lieferten aber kein positives Ergebnis.

8. Hydrogeologische Verhältnisse

Der auf dem Kartenblatt dargestellte Raum wird durch die Ill und ihre Nebenflüsse zum Rhein entwässert. Das Einzugsgebiet der Ill erhält entsprechend seiner Nordstaulage reichliche Niederschläge. Wie der ausgedehnte Wassermessdienst der Vorarlberger Illwerke in langjährigen Meßreihen zeigt, liegt die mittlere Abflußhöhe bei 1300 mm pro Jahr, einem außerordentlich hohen Wert (H. LOACKER, 1971).

Der Großteil des Kartenblattes besteht aus kristallinen Schiefen, die sich im allgemeinen dicht verhalten. H. LOACKER (1971) beobachtete in den Stollenaufschlüssen beim Kraftwerksbau, besonders beim Bau des Kopswerkes, daß „der Hauptanteil der Retention, wenn man von den Talalluvionen absieht, auf die Wasserführung von wenigen stark zerklüfteten Hartgesteinszügen und die junge Hangtektonik zurückzuführen ist“ (S. 441). In dem durch Hangabsackungen aufgelockerten Gehänge westlich von Gaschurn und im Nova-Tal tritt eine Reihe größerer Quellen aus. An der Basis größerer Schuttkegel, an der Grenze zu Alluvium, zu Moränen und an der Grenze Moräne-Alluvium oder Moräne-Fels finden sich häufig Quellaustritte.

Hydrogeologisch besonders interessant sind die Gebiete, in denen die kristallinen Gesteine der Silvretta-Decke den Sedimentserien des Unterostalpins und Penninikums auflagern, im Kartenbereich ist dies das Gargellen-Tal. H. LOACKER (1971) verweist darauf, daß der chemisch sehr reine Sulzfluh-Kalk besonders stark verkarstet, und sich in ihm kein oberirdisches Gewässernetz ausbilden kann. Durch den Prättigau-Flysch im Liegenden wird der Sulzfluh-Kalk abgedichtet. Das sanfte Ostabtauchen der Schichten bewirkt, daß die im Sulzfluh-Kalk zirkulierenden Wässer vom Grenzkamm gegen die Schweiz ins Gargellen-Tal abgeleitet werden und dort in einer Reihe sehr starker Quellen zu Tage treten. Diese Richtung des Karstwasserstroms wurde durch Färbversuche belegt (siehe H. LOACKER, 1971, S. 442). Bäche, die im hangenden Kristallin entspringen, versiegen auf Schweizer Seite im Sulzfluh-Kalk und gelangen in diesem ins Gargellen-Tal.

Die Quellen an der Grenzfläche Sulzfluh-Kalk/Prättigau-Flysch sind zwar die reichsten, doch ist die Wasserführung des zweiten bedeutenden Wasserstauers, der Arosa-Zone, viel ausgeglichener (H. BERTLE, 1972, S. 53). Dies wird damit erklärt, daß diese Quellen ihr Wasser anscheinend nur oder überwiegend aus dem obertägigen Einzugsgebiet des Suggadins (Gargellen-Tal) beziehen. Die Quellen aus dem Sulzfluh-Kalk haben das weitaus größere Einzugsgebiet und zeigen besonders während der Schneeschmelze gewaltige Ergiebigkeit. Ihr Retentionsvermögen ist jedoch sehr gering und erklärt die starken Schwankungen in der Wasserführung.

Die bedeutendsten Quellen des Gargellen-Tales sind nach H. BERTLE die von Sarotla, nördlich der Fidelis Kapelle, am Ausgang des Ronggtobels, im Kessi, am Ausgang des Schwefeltobels und auf Vergalden, die beiden letztgenannten sind gefaßt. Weiters sind die Quellen in der Umgegend der Madrisa Hütte zu nennen.

9. Empfehlenswerte Exkursionen

Die tektonisch tiefsten, aus Sedimentgesteinen aufgebauten Einheiten, die das Silvretta-Kristallin unterlagern, sind auf dem Kartenblatt im Gebiet von Gargellen zu beobachten. Hier an der West-Ostalpengrenze ist der großartige Deckenbau der Alpen überzeugend aufgeschlossen. H. BERTLE (1972, S. 54) empfiehlt hier im Fenster von Gargellen besonders folgende Exkursionen:

1. Am Weg von der Kirche von Gargellen zur Rongg-Alpe sind bei P. 1374 und weiter hangaufwärts Prättigau-Flysch, Falknis-Decke und Sulzfluh-Decke aufgeschlossen. Am Weiterweg zur Rongg-Alpe sind Mylonite und überlagerndes Kristallin zu beobachten.
2. Im Röbi-Tobel nördlich des obigen Exkursionsbereiches ist im Bachprofil die Staffelung durch steile, N-S streichende Brüche überzeugend zu beobachten: Die gegeneinander mehrfach verstellten Gesteine sind diaphthoritischer Biotitgneis, Sulzfluh-Kalk, grünliche Aptychenschiefer und ein Span von Silvretta-Kristallin. Steht Zeit für einen Tagesausflug zur Verfügung, lohnt sich der weitere Aufstieg zum Sarotla-Paß. Verschiedene Gesteine des Silvretta-Kristallins sind hier zu beobachten, und man gewinnt einen Überblick über die Silvretta sowie die auf Schweizer Gebiet unter das Kristallin abtauchenden Sediment-Decken.
3. Mit Hilfe des Sessellifts sind der Schafberg westlich von Gargellen und das Antönier Joch leicht erreichbar. Der Kristallin-Rahmen, die Gesteine des St. Antönier Joch-Fensters sowie die für die Fensterbildung verantwortlichen Brüche sind hier zu beobachten. Ein Abstecher vom St. Antönier Joch über den Kamm zum Gratkopf P. 2482 gewährt einen großartigen Blick auf die unter das Silvretta-Kristallin abtauchenden Sediment-Decken.
4. Eine zweitägige Hochgebirgswanderung durch das Vergaldner- und Garnera-Tal mit Nächtigung auf der Tübinger Hütte gibt einen guten Überblick über die kristallinen Gesteine der Silvretta. Man quert dabei eine weitgespannte Mulde mit basalen Orthogneisen, randlichen Mischgesteinen und auflagernden Hornblendegesteinen mit eingeschaltetem Glimmerschiefer und Schiefergneiszügen. Im Bereich des Vergaldner Joch sind diskordante Diabasgänge und alte Eisenschürfe zu beobachten.
5. Eine Fahrt mit dem Auto durch das Montafon und über die Silvretta-Hochalpenstraße zur Bieler Höhe vermittelt ebenfalls einen guten Einblick in Gesteinsbestand und Bau des Kristallins. Es sei auf die ausgedehnten Gleitmassen der orogr. linken Talhänge westlich von Gashorn hingewiesen. Die mächtigen Amphibolite und eingeschalteten Glimmerschiefer und Paragneise bauen das Felsgelände zwischen Gashorn und Partenen auf. Beim letztgenannten Ort gelangt man in einen mächtigen Orthogneiskomplex, der südöstlich vom Vermunt-Stausee von Amphiboliten unterteuft wird.
6. Ein Fußmarsch vom Vermunt-Stausee ins Kromer-Tal zur Saarbrückner Hütte zeigt den landschaftlich eindrucksvollen Litzner-Seehorn-Stock

und das Moränengelände im Vorland der Gletscher. Der Talkessel zwischen Hochmaderer und Lob-Kamm vermittelt außerdem ein gutes räumliches Bild von der Abfolge der mächtigen Gesteinskomplexe. Eine Reihe von Brüchen tritt in der Landschaft besonders in der Kammregion deutlich hervor.

10. Literaturverzeichnis

- ALLEMANN, F.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil) unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. — Jb. Hist. Ver. Fstt. Liechtenstein, **56** (1956), I–VI, 9–244, Schaan 1957.
- AMPFERER, O.: Rätikon und Montafon in der Schlußvereisung. — Jb. Geol. B.-A., **86**, 151–175, Wien 1936.
- AMPFERER, O. & REITHOFER, O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt Stuben. — Geol. B.-A., Wien 1937.
- ARNOLD, A. & JÄGER, E.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite. — Ecl. Geol. Helv., **58**, 369–390, Basel 1965.
- BEARTH, P.: Die Diabasgänge der Silvretta. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., **12**, 147–178, Zürich 1932.
- BEARTH, P.: Geologie und Petrographie der Keschgruppe. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., **12**, 256–278, Zürich 1932.
- BEARTH, P.: Über Gangmylonite der Silvretta. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., **13**, 347–355, Zürich 1933.
- BERTLE, H.: Kurze Mitteilung über ein NNE–SSW-streichendes Lineament zwischen Lechtal und Klosters. — Verh. Geol. B.-A., **1970**, 486–490, Wien 1970.
- BERTLE, H.: Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens. — Unveröff. Diss. Univ. Wien, 115 S., Wien 1971.
- BERTLE, H.: Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **22**, Wien 1972.
- BERTLE, H.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt Partenen (169) in den Jahren 1971–1975. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1972–1976.
- BLUMENTHAL, M. M.: Das Fenster von Gargellen (Vorarlberg). — Ecl. Geol. Helv., **20**, 40–78, Basel 1926a.
- BLUMENTHAL, M. M.: Zur Tektonik des Westrandes der Silvretta zwischen oberstem Prätigau und oberem Montafon. — Jber. Nf. Ges. Graub., **64**, 51–83, Chur 1926b.
- BÖRNER, H.: Vergleichende Talgeschichte von Montafon und Paznaun (Silvretta). — Z. f. Geomorphologie, **7** (1932/33), 109–166, Leipzig 1933.
- CADISCH, J.: Geologie der Weißfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). — Beitr. Geol. K. Schw., N. F. **49/1**, 91 S., Bern 1921.
- CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. 2. Aufl. — 480 S., Basel (Wepf) 1953.
- CADISCH, J., BEARTH, P. & SPAENHAUER, F.: Geologischer Atlas der Schweiz, 1 : 25.000, Erläuterungen zu Blatt Ardez (420). — 51 S., Bern 1941.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, E.: Geologischer Atlas der Schweiz, 1 : 25.000, Erläuterungen zu Blatt Scuol-Schuls-Tarasp, 68 S., Bern 1968.
- CORNELIUS, H. P.: Geologie der Err-Julier-Gruppe I. Teil. — Beitr. Geol. K. Schw., **70/I**, I–XIII, 1–321, Bern 1935.
- ESCHER v. d. LINTH, A. & STUDER, B.: Geologische Beschreibung von Mittelbünden. — N. Denkschr. Schweiz. Ges. Naturw., **3**, 218 S., Neuchâtel 1839.
- EUGSTER, H.: Beitrag zur Tektonik des südöstlichen Graubündens. — Ecl. Geol. Helv., **64**, 133–147, Basel 1971.
- FRANK, W., PURTSCHHELLER, F., SASSI, F. P. & ZANETTIN, B.: Eastern Alps. — In: Metamorphic Map of the Alps 1 : 1.000.000, Explanatory text (compiled by E. NIGGLI), 228–237, Leiden 1978.
- FUCHS, G.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Partenen (169) und Galtür (170) in den Jahren 1959–1982. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1960–1983.
- GRAUERT, B.: Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). — Earth and Planetary Sc. Letters, **1**, 139–147, Amsterdam 1966.

- GRAUERT, B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung. – Diss. phil.-natw. Fak. Univ. Bern, 166 S., München (Photodruck) 1969.
- GRAUERT, B.: Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Ötztalkristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. – Fortschr. Mineral., **59**, Beiheft 1, 54–56, Stuttgart 1981.
- GRAUERT, B. & ARNOLD, A.: Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). – Contr. Mineral. Petrol., **20**, 34–56, Berlin–Heidelberg–New York 1968.
- HÄFNER, W.: Geologie des südöstlichen Rätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). – Beitr. Geol. K. Schw. NF., **54/1**, 33 S., Geol. Kt. No. 111, 1 : 25.000, (1926), Bern 1924.
- HALDIMANN, P. A.: Arosa- und Madrisazone im Gebiet zwischen Klosters und Gafiental (GR). – Ecl. Geol. Helv., **68**, H. 2, 301–310, Basel 1975.
- HAMMER, W.: Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. – Jb. Geol. R.-A., **64** (1914), 443–556, Wien 1915.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders 1 : 75.000. – Geol. B.-A., Wien 1923.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck 1 : 75.000, Geol. B.-A., Wien 1924.
- HAMMER, W.: Über Pseudotachylite in den Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **80**, 571–585, Wien 1930.
- HEIM, A.: Geologie der Schweiz II/10. – 737–800, Leipzig 1921.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Rätikon, Vorarlberg, 1 : 25.000. – Geol. B.-A., Wien 1965.
- HEUBERGER, H.: Die Alpengletscher im Spät- und Postglacial. – Eiszeitalter und Gegenwart, **19**, 270–275, Öhringen/Württ. 1968.
- HOERNES, S.: Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **15**, 56–70, Wien 1971.
- JÄGER, E. et al.: Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **41**, 255–272, Zürich 1961.
- JÄGER, E.: Rb-Sr-Age Determinations on Micaceous and Total Rocks from the Alps. – J. Geophys. Res., **67**, 5293–5306, Richmond VA 1962.
- JAEGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E.: Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – Beitr. Geol. Kt. Schweiz, NF., **134**, 1–67, Bern 1967.
- KOCH, G. A.: Vorläufige geologische Mittheilungen aus der Ferwallgruppe. – Verh. Geol. R.-A., **1876**, 187–190, Wien 1876.
- KOCH, G. A.: Reisebericht Nr. 1: Aus dem Montafon. – Verh. Geol. R.-A., **1876**, 320–323, Wien 1876.
- KOCH, G. A.: Reisebericht Nr. 2 und 3: Aus dem Montafon. – Verh. Geol. R.-A., **1876**, 343–346, Wien 1876.
- KOCH, G. A.: Petrefakten vom Plateau der Sulzfluh. – Verh. Geol. R.-A., **1876**, 371–375, Wien 1876.
- KOCH, G. A.: Kurze Erläuterungen zur Vorlage der geologischen Aufnahmekarte des Silvrettagebietes. – Verh. Geol. R.-A., **1877**, 137–142, Wien 1877.
- KOCH, G. A.: Ein Beitrag zu den geologischen Aufnahmen im Rhätikon und der Silvrettagruppe. – Verh. Geol. R.-A., **1877**, 202–205, Wien 1877.
- LEIMSER, W. & PURTSCHELLER, F.: Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 129–137, Wien 1980.
- LOACKER, H.: Berg- und Grundwasserverhältnisse im Illgebiet. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 441–449, Wien 1971.
- LOACKER, H.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Partenen (169) und Galtür (170) in den Jahren 1972–1975. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1973–1976.
- MASCH, L.: Untersuchung der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz). – N. Jb. Miner. Mh., **1973**, 485–509, Stuttgart 1974.
- MOJSISOVICS, E. v.: Beiträge zur topischen Geologie der Alpen 3. Der Rhätikon (Vorarlberg). – Jb. Geol. R.-A., **23**, 163–174, Wien 1873.

- NÄNNY, P.: Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch. – *Ecl. Geol. Helv.*, **39**, 115–132, Basel 1946.
- NÄNNY, P.: Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. – *Diss. E. T. H. Zürich*, 128 S., Zürich 1948.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – *Jb. Geol. B.-A.*, **111**, 115–145, Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Die Überkipplungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**, 477–485, Wien 1970.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – *Geol. Rdsch.*, **62**, 96–106, Stuttgart 1973.
- OBERHAUSER, R.: Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogenese wichtiger Umstände. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1978**, 43–53, Wien 1978.
- OBERHAUSER, R.: Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän-Oligozän). – In: *Der Geologische Aufbau Österreichs* (Hrsg.: *Geol. B.-A.*), 35–55, Wien (Springer) 1980.
- OTT, W. F.: Zur Geologie des Sulzfluhkalkes (Malm) in Graubünden und Vorarlberg. – *Diss.-Auszug*, 5 S., Darmstadt 1968.
- PASTEELS, P.: Mesures d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **44**, 519–541, Zürich 1964.
- PIRKL, H.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Schruns (142) und Partenen (169) in den Jahren 1971–1975. – *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1972–1976.
- PIRKL, H.: Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner). – In: *Der Geologische Aufbau Österreichs*, (Hrsg.: *Geol. B.-A.*), 332–347, Wien (Springer) 1980.
- PREY, S.: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **69**, 1–25, Wien 1978.
- PURDY, J. W. & JÄGER, E.: K-Ar Ages on Rock-Forming Minerals from the Central Alps. – *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **30**, 1–31, Padova 1976.
- PURTSCHELLER, F.: Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **13**, 35–54, Wien 1969.
- PURTSCHELLER, F., HOINKES, G. et al.: Bericht über petrologische Neuergebnisse im Brennermesozoikum, Schneeberger Zug und Altkristallin im Jahre 1979. – *Jber. 1979 Hochschulschwerpunkt S 15, H. 1*, 84–85, Leoben 1980.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F. P.: Some Thoughts on the Pre-alpine Metamorphic History of the Austriac Basement of the Eastern Alps. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **22**, 175–199, Wien 1975.
- REITHOFER, O.: Über den Nachweis von Interglacialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 217–236, Wien 1931.
- REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 305–330, Wien 1931.
- REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II. – *Jb. Geol. B.-A.*, **85**, 225–258, Wien 1935.
- REITHOFER, O.: Die Quartärablagerungen des Silbertales. – *Jb. Geol. B.-A.*, **86**, 177–196, Wien 1936.
- REITHOFER, O.: Berichte über Aufnahmen auf den Blättern Feldkirch (141), Schruns (142), Gaschurn (169) und Mathon (170) in den Jahren 1952–1964. – *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1953–1965.
- RICHTER, D.: Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. – *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, **105**, 285–372, Stuttgart 1957.
- ROTHPLETZ, A.: Geologische Alpenforschungen I, Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und West-Alpen und die Rhätische Überschiebung. – *V*, 176 S., München 1900.
- ROTHPLETZ, A.: Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin. – *Sammlung Geologischer Führer* **10**, XI, 256 S., Berlin (Bornträger) 1902.

- SCHMIDT, A. R.: Voralberg nach den von dem geognostisch-montanistischen Verein für Tirol und Voralberg durch seine Kommissäre veranlaßten Begehungen geognostisch dargestellt. – VII, 158 S., Innsbruck 1843.
- SEIDLITZ, W. v.: Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. – Ber. Nf. Ges. Freiburg i. Br., **16**, 232–366, Freiburg i. B. 1906.
- SEIDLITZ, W. v.: Rätikon, in: STEINMANN, G., SEIDLITZ, W. v. & MEYER, H.: Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. – Geol. Rdsch., **3**, 423–432, Leipzig 1912.
- SPAENHAUER, F.: Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sussura-Gruppe (Graubünden). – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **12**, 27–146, Zürich 1932.
- SPAENHAUER, F., BEARTH, P., CADISCH, J. & WENK, Ed.: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt Ardez (420), Bern 1940.
- STEINMANN, G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen, 1., 2. Teil. – Ber. Natf. Ges. Freiburg/Br., **10**, 215–292, Freiburg/Br. 1898.
- STOTTER, M. & TRINKLER, J.: Geognostische Karte Tirols mit Profilafeln. – (Geognost.-montanist. Ver.), Innsbruck 1849.
- STRECKEISEN, A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **8**, 87–239, Zürich 1928.
- STRECKEISEN, A. et al.: Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Totalp-Serpentin. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **46**, 704–722, Zürich 1966.
- THEOBALD, G.: Geologische Beschreibung der nordöstlichen Gebirge von Graubünden etc. – Beitr. geol. Kt. Schweiz, **2**, 372 S., Bern 1864.
- THÖNI, M.: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. – Jb. Geol. B.-A., **124**, 111–174, Wien 1981.
- THÖNI, M.: Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 17–34, Wien 1982.
- TOLLMANN, A.: Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 324–345, Wien 1970.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. I. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **153**, Stuttgart 1977a.
- TRÜMPY, R.: Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. – Beitr. Geol. K. Schw. NF., **46/II**, 163 S., Bern 1916.
- TRÜMPY, R.: Zur Geologie des Unterengadins. – Erg. d. wiss. Untersuch. im Schweiz. Nationalpark, Bd. **XII**, Chur 1972.
- TRÜMPY, R. & HACCARD, D.: Réunion extraordinaire de la Société géologique de France. Les Grisons. – C.R. Soc. Geol. France, 1969, 329–396, Paris 1970.
- VORNDRAN, E.: Untersuchungen über Schuttentstehung und Ablagerungsformen in der Hochregion der Silvretta (Ostalpen). – Schriften Geogr. Inst. Univ. Kiel, **138** S., Kiel 1969.
- WENK, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **14**, 196–278, Zürich 1934.
- WURM, A.: Über tektonische Aufschmelzungsgesteine und ihre Bedeutung. – Z. Vulkanol., **16**, 98–119, Berlin 1935.