

GEOLOGISCHE KOMMISSION
DER SCHWEIZ, NATURFORSCH. GESELLSCHAFT

COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE LA SOC. HELV. DES SCIENCES NATURELLES

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

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

Mit Bundessubvention herausgegeben
von der Geolog. Kommission
der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft,
Präsident der Kommission: A. BUXTORF

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

Blatt:

423 Scaletta

(Atlasblatt 9)

Erläuterungen

Verfasst von

W. Leupold, H. Eugster, P. Bearth, F. Spaenhauer und A. Streckeisen.

1935

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

ERLÄUTERUNGEN

Verfasst von

W. Leupold, H. Eugster, P. Bearth, F. Spaenhauer und A. Streckeisen.

STRATIGRAPHIE

QUARTÄR.

Deltaschotter des früh-postglazialen Sees im Davosertal. In jungglazialer Zeit, wahrscheinlich noch während der Rückzugsperiode vom Gschnitz- zum „grossen Daun-Stadium“ wurde das ursprünglich gegen Klosters ins Prättigau ausmündende Davosertal durch den grossen Serpentin-Bergsturz der Drusatscha bei Wolfgang (Blatt 419 Davos) verstopft und zu einem 8 km langen See aufgestaut, dessen südliches Ende noch auf Blatt Scaletta liegt. Bevor jedoch der Seespiegel die Höhe des Bergsturziels bei Wolfgang 1633 m erreichte, wurde er über eine offenbar schon sehr erniedrigte Wasserscheide in der Gegend der heutigen Zügenschlucht vom Flusssystem der Albula her angezapft. Die Seitenbäche haben während eines Seespiegelstadiums von 1560 m Höhe mächtige Deltas in den See vorgebaut, die im unteren, am Nordrande des Blattes Scaletta liegenden Teil des Davosertales fortlaufende Terrassenflächen bilden, deren Ränder in ca. 1560 m, 50 bis 200 m über dem heutigen Talgrunde horizontal dahinfließen. Die groben Terrassenschotter enthalten teilweise noch gekritzte Geschiebe, woraus geschlossen werden kann, dass die Gletscherenden, wenigstens der benachbarten steilen Seitentäler, zur Zeit dieses Seestandes noch bis nahe an das Seeufer herabgereicht haben. Die Oberfläche der Terrassen ist meistens mit von den Talhängen abgespülter Moräne bedeckt und geht am Innenrande ohne deutliche Grenze in die Moränenbedeckung der oberen Talhänge über. In den Seitentälern steigt die Terrassenoberfläche rasch an.

Die Anzapfung des Sees von der tiefegelegenen Erosionsbasis der Albula aus verursachte ein rasches Einschneiden des nun gegen SW abfließenden Landwassers in der Zügenschlucht, wobei sich die Seitenbäche in ihre Deltaterrassen einschnitten. Bei Monstein, wo der See ursprünglich talabwärts endigte, beträgt die Eintiefung gegenüber der Terrasse von Monstein 200 m (Schmelzboden 1350 m), der Felsboden wurde aber innerhalb des Blattgebietes weder hier noch weiter im NE erreicht. Die Entleerung des Sees und die teilweise Ausräumung der darin abgelagerten Schotter verlief in zwei Stadien. Während eines Erosionsstillstandes wurden im unteren Teil des Tales die „älteren Schuttkegel“ gebildet, die in die Deltaterrassenflächen schon bedeutend eingesenkt sind; ihre Oberflächen bestehen aus jüngeren Bachanschüttungen; innerlich bestehen sie, da es sich mehr um eine Erosionsform in den alten Deltaterrassenschottern handelt, aus letzteren. Im oberen Teil des Tales erhielt sich der See noch längere Zeit mit etwas erniedrigtem Spiegel. Ein Deltavorbau des Sertigbaches in diesem Niveau liegt am nördlichen Blattrand: Junkersbodenterrasse 1545 m. Infolge einer noch rezenten Neubebauung der Erosion sind diese „älteren Schuttkegel“ und jüngsten Deltaterrassen neuerdings zerschnitten worden; das Landwasserbett hat sich innerhalb des Kartenblattes noch einmal um ca. 20–50 m tiefer in die alten Seeschotter eingegraben, so dass sich an den Einmündungen der Seitenbäche, eingeschachtelt in die „älteren Schuttkegel“, rezente Schuttkegel auf das heutige Landwasserniveau vorbauen.

Moränen. Die Moränen der Hochstände des Landwassertalgletschers und diejenigen der Daungletscherchen der Seitentäler lassen sich ihrem Materiale nach nicht unterscheiden, eine Abtrennung der Moränen des Landwassertalgletschers wurde deshalb nicht vorgenommen. Die Moräne des Talgletschers reicht im unteren Landwassertal, wie man gelegentlich feststellen kann, sehr hoch hinauf, jedenfalls bis 2150 m. Die Daungletscher der Seitentäler reichten in ihrem Maximalstadium noch bis ca. 1800 bis 1900 m herunter, ihre Moränen sind also teilweise in die Talmoränenbedeckung der Haupttalhänge eingeschachtelt, wodurch, wenn nicht eigentliche Wälle vorhanden sind, die Abtrennung sehr erschwert wird. Am Ende des Daunstadiums reichten die Zungen der grösseren Kargletscherchen auf etwa 2100–2200 m herunter. Von hier bis zu den rezenten und subrezentem Moränen findet sich eine sehr grosse Zahl von Rückzugswällen.

TRIAS UND PERM DER SILVRETTA-DECKE

Innerhalb des Kartengebietes treten triasische Sedimente in zwei Mulden auf: in der Ducan-Mulde und in der Landwasser-Mulde. In der Ducan-Mulde ist die ganze Schichtreihe der Trias bis und mit Rhät enthalten, Lias und alles jüngere fehlt durch Erosion. In der Landwasser-Mulde bilden innerhalb des Kartengebietes die Prosantoschichten des unteren Carnien das jüngste erhaltene Schichtglied. In der Fazies der in beiden Mulden erhaltenen unteren Trias bestehen kleine Differenzen.

RHÄT.

r k Oberrätische Kalke. Sie bilden am Gipfel des Aelpilhornes den innersten Kern der Ducan-Mulde und ziehen sich gegen SW noch in den W-Hang des Krachenhorns hinein. Im oberen Teil sind es dünnbankige, knollige, dunkle Kalke mit durch Eisenoxyd rotgefärbten Schichtflächen; im tieferen Teil gehen sie über in hellgelb anwitternde, im Bruch dunkelblaue, tonige Kalkschiefer. Mächtigkeit ca. 300 m.

r l Hauptlithodendronkalk. Helle, klotzige, schlecht gebankte Korallenkalke (mit *Thecosmilia clathrata* EMMR.), die nach unten in gelblich anwitternde, tonreiche Kalkschiefer übergehen. Letztere sind reich an Brachiopoden, vor allem an *Terebratula gregaria* SUESS. Mächtigkeit 30–50 m.

r Contortaschichten (Kössenerschichten). Im oberen Teil vorherrschend graue, weiche Schiefer- und Lumachellen-führende, rot, braun und gelb anwitternde Kalkschiefer. Nach unten Wechselagerung und Zunahme von dunklen Kalke. Im mittleren Teil herrschen dünnbankige, uneben geschichtete, dunkle, aber gelblich bis rotbraun anwitternde Kalke vor. An der Basis treten „Terra rossa“-ähnliche Bildungen und stellenweise auch brecciose Kalke (SE-Grat des Krachenhorns) auf.

Die Kalke und Lumachellen sind sehr fossilreich und enthalten u. a. *Avicula contorta* PORTL., *Gervillea inflata* SCHAFFH., *Cardita austriaca* HAUER, *Cardium rhaticum* MER., *Terebratula pyriformis* SUESS, *Bactryllium schmidtii* HEER. Mächtigkeit 250–300 m.

Zwischen Rhät und Hauptdolomit besteht eine sehr scharfe Transgressionsgrenze und im grossen Diskordanz infolge vor-rhätischer Emersion und ungleicher Abtragung des Hauptdolomits.

NORIEN.

t₅ Hauptdolomit. Hellgrauer, körniger Dolomit, der in den oberen Teilen durch einen Wechsel heller, oft fast weisser, und dunkler grauer Bänke eine schon aus der Ferne erkennbare Schichtung zeigt; in den tieferen Teilen meist klotzig, ohne deutliche Bankung. Grobe Primärbreccien häufig.

Am NW-Grat des Gipshorns [Koord. 780—782/172—174] findet sich eine reiche Fossilfundstelle, die in nestartigen Anhäufungen die Steinkerne von Megalodonten geliefert hat; vor allem *Megalodus triquetus* WULF. *mut. dolomitica* FRECH; am „NidellöfFel“: *Worthenia solitaria* BEN.. Mächtigkeit infolge der vor-rhätischen Erosion stark wechselnd, ca. 700 m im SW, ca. 10 m im NE (Strehl).

t_{5b} Hauptdolomitbreccie. Die Basis des Norien wird von einer typischen Transgressionsbreccie gebildet, deren obere Teile aus einer feinen grauen Breccie von verschiedenen grau gefärbten Dolomittrümmern bestehen, welche gegen unten einen roten, wahrscheinlich lateritischen Zement aufnimmt, der stellenweise durch grünlichgelben, dichten Ton ersetzt ist. An der Basis ist die rote Breccie sehr grob und enthält oft bis mehrere Kubikmeter grosse Dolomitblöcke neben kleinen, eckigen Dolomitstücken, Strehl [Koord. 782—784/174—176]. Mächtigkeit 10—20 m. Scharfe Transgressionsfläche.

CARNIEN.

t_{4d} Oberkarnische Dolomite. An der Untergrenze des Hauptdolomits tritt vom Krummhörnli an gegen SW ein bis 100 m anschwellendes **Gipslager (t_{4y})** auf; im NE fehlt es. Darunter folgen erst hellgraue, meist gesprenkelte, grossoolithische und fossiltrümmerrführende Dolomite und bunte, dichte Tone. Etwa 40—50 m unter deren Obergrenze zieht durch die ganze SE-Seite der Bergkette vom Mäschengrat bis zum Strehl ein dunkles, besonders aus der Ferne gut sichtbares Band. Es besteht aus rotem, wahrscheinlich tufigenem, **Sandstein (t_{4g})** und schwarzen sandig-glimmerigen Tonen; Mächtigkeit ca. 8 m. Darunter folgt die Hauptmasse der oberkarnischen Dolomite: gutgebankte, hellgraue, gelblich anwitternde und, aus der Ferne gesehen, fast weisse Dolomite, mit unregelmässigen Fetzen schwarzer toniger Beläge auf den oft stylolithisch verzahnten Schichtflächen. Dazwischen und gegen unten folgen splittiger brechende tonreiche Dolomite und schwarze Kalke, abwechselnd mit schwarzen Bändertönen und Schiefen. Mächtigkeit, ohne nur stellenweise vorhandenes Gipslager, ca. 300 m.

t_{4M} Mittelkarnische Schiefer und Rauhwacke (obere Rauhwacke). Diese gewöhnlich als „Raibler Schichten“ bezeichnete, bunt zusammengesetzte, hellgelb gefärbte Schichtfolge zeigt in der Ducan-Mulde von oben nach unten folgende Gliederung:

6. Heller Dolomit, mit gelblichen Dolomitschiefern wechselagernd und einen allmählichen Übergang in die oberkarnischen Dolomite bildend; 5. Oberes Rauhwackeband; 4. Gelbe, kalkige und dolomitische Tonschiefer, wechselagernd mit hellen dichten Dolomiten, stark gipshaltig, stellenweise mit eigentlichen Gipslagern; 3. Unteres Rauhwackeband, grau, brecciös; 2. Dünnschichtiger, hellgrauer, dichter Dolomit; 1. Grüne und rötliche Tonschiefer. Die Mächtigkeit beträgt ca. 400 m.

t_{4A} Alteindolomit. Bezeichnung nach der Lokalität „Altein“ (Blatt 422 Lenz). Hellgrauer, oft toniger, gut geschichteter, dickbankiger Dolomit; gegen oben mit eisenschüssigen Tonhäuten auf den Schichtflächen und immer heller werdend. Im untern Teil dunkelblaue, hell anwitternde Kalke, mit kleinen, kugligen Quarz- und Kalkspatkonkretionen, die besonders für den Alteinkomplex der Landwasser-Mulde charakteristisch sind. In der Ducan-Mulde nimmt die Mächtigkeit von SW nach NE zu und beträgt maximal ca. 90 m.

t_{4P} Prosantoschichten. Benennung nach dem Piz Prosonch (Piz Prosanto der Dufourkarte) (Bl. 427 Bevers [Koord. 779—780/169—170]).

Schwarze klrnde Kalkschiefer und plattige Kalke; eisenoxydhaltige Tonschiefer treten stellenweise als mächtige Einlagerungen (NW-Grat der Gletscher-Ducans), z. T. auch nur als feine Schichthäute auf und verleihen dem ganzen Komplex, auch aus der Ferne gesehen, oft eine intensive Rottfärbung. Der Übergang in die basalen Kalke des „Alteindolomits“ erfolgt auffallend rasch und ist stets durch Hornsteine, die in Knollen und Lagern auftreten, charakterisiert. Fossilführung besonders im untern Teil: *Loxonema*, *Chemnitzia*, *Fischschuppen* (*Semionotus*).

Die Fischschuppen bilden eine Andeutung der an Fischresten reichen Fazies von Raibl. Fazilli besteht auch Uebereinstimmung mit den hornsteinreichen dunklen Plattenkalen des unteren Carnien der lombardischen Alpen; auf diesen Analogien beruht die Zuteilung zum unteren Carnien. In den Unterengadinern Dolomiten fehlt die Ausbildung der Prosantoschichten; mit den Alteindolomiten übereinstimmende Gesteine bilden dort die obere Hälfte des als Wettersteindolomit zusammengefassten Komplexes.

In der Landwasser-Mulde treten innerhalb des Kartenblattes die Prosantoschiefer in der veränderten Landwasser-Fazies, d. h. als dunkle dünnplattige Dolomitschiefer auf und zwar nur am Breitzug WSW Ardis. [W Blatttrand zw. Koord. 178—180]. Mächtigkeit im Ducangebiet ca. 120 m.

LADINIEN.

t_{3d} Arlbergdolomit. Grobkörnige, massige Dolomite, die in der Ducan-Mulde hellgrau sind und hell anwittern; in der Landwasser-Mulde sind sie dunkel und gebändert. In einzelnen Bänken, besonders in der Landwasser-Mulde, treten verschiedene grobe Primärbreccien mit weissem grobkristallinem Kalkspatzement auf. Diploporen sind selten. Mächtigkeit 200—220 m.

t_{3M} Mittelladinien. Diese Stufe wird gebildet durch eine bunte Wechselfolge von: schwarzen Dolomiten (mit weissen Crinoiden-Stielgliedern), grauen Dolomiten (mit kleinen Natica-ähnlichen Gastropoden), groben Breccien aus weissem zuckerkörnigem Dolomit und groben Breccien aus verschieden grau gefärbten Dolomittrümmern in weissem Calcicement. E des Hoch-Ducans finden sich in diesem Niveau gestreifte, hellrötlich gefärbte, grob zuckerkörnige Dolomitlagen. Mächtigkeit 30—60 m.

t_{3k} Arlbergkalk. Das Hauptgestein ist ein dunkelblauer, grau anwitternder, gut gebankter oder plattiger Kalk, meist noch mit deutlich korallgener kleinflaseriger Struktur. Durch massenhaft auftretende weisse kristalline Calcit- und Dolomitkonkretionen unbekannten Ursprungs erhalten sie oft ein weiss geflecktes Aussehen.

In der Landwasser-Mulde stellen sich gegen das Mittelladinien mehr und mehr grobzuckerkörnige Dolomitbänke ein, die mit den zwischenliegenden dunklen Kalen in eigenartiger Weise verzahnt sind, als ob sie durch nachträgliche Dolomitisierung aus ihnen hervorgegangen wären. Mächtigkeit 150—200 m.

t_{3r} Mittlere Rauhwacke. Dieses Schichtglied ist nur im SW-Teil der Ducanette von Bedeutung, gegen NE verschwindet es allmählich und fehlt auch im Landwassergebiet. Am N-Ende der Ducanette und im Landwassergebiet beobachtet man an Stelle der mittleren Rauhwacke an der Basis des Arlbergkalkes sehr dichte, klingende, plattig-schiefrige Kalke und Dolomite, welche wie der Arlbergkalk dunkelblaue Farbe zeigen, aber sehr hell anwittern und bald in den normalen Arlbergkalk übergehen, sodass

sie nicht ausgeschieden wurden. Vom Plattenhorn an gegen SW wird dieses Schichtglied aber deutlicher erkennbar und ist vom Klein-Ducan an verknüpft mit gelben Rauhwacken und gelben, sandigen oder gipshaltigen Dolomitschiefern, ähnlich jenen der Raibler-Schichten. Es bildet dann an der SE-Seite des südlichen Teils der Ducankette ein weithin sichtbares Band, das eine maximale Mächtigkeit von über 50 m erreicht. Die sich hierin kundgebende Regression an der Grenze von Anisien und Ladinien ist eine Besonderheit der Ducan-Trias und steht im Gegensatz zum Profil der Trias des Rhätikons, wo beide Stufen durch die Parthenschiefer verknüpft sind. Überall scharfe Untergrenze.

ANISIEN.

t2T Trochitendolomit. Aschgrauer, spätkrieger, sandig anzufühlender Dolomit voll von Stielgliedern von *Encrinurus lilliformis* SCHLOTH. Meist schlecht gebankt oder in knorrigen Platten. Mächtigkeit 10–20 m.

t2R Recoarokalk (Brachiopodenkalk, Reiflingeralk). Im frischen Bruch schwarzgrau, angewittert braune, unebene Kalkplatten oder faserig-knollige Kalke, durchzogen von kohligen schwarzen Tonbelägen, die hellgelb, oft auch rot anwittern, und wenn sie kieselig sind, zwischen den Kalkknollen als herausstehendes Netz auswittern. Reiche Brachiopodenfauna, hauptsächlich:

Terebratula (Coenothyris) vulgaris SCHLOTH., *Spirigera (Retzia) trigonella* SCHLOTH., *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* DUNK., *Pentacrinus*-Stielglieder. Fundstellen und schöne Profile SE-Grat des Plattenhorns, Hahnengrät SE vom Gletscherducan, NE-Grat des Altein SW über Glaris bei 2160 m. Im Landwassergebiet ist der obere Teil dieser Kalke oft durch ganz ähnliche faserig-knollige Dolomite mit Tonbelägen ersetzt. Mächtigkeit 70–80 m.

Die Basis des Anisien wird überall durch das *Gracilis*-Niveau gebildet, das aber wegen seiner geringen Mächtigkeit nicht ausgeschieden wurde. Es besteht oben aus mehr dickbankigen, braunen, innerlich grauen, grob zuckerkörnigen, von braunschwarzen Tonhäuten durchzogenen Dolomiten, die nach unten in wenig geschichtete, faserige Dolomite übergehen. *Spirigera trigonella* SCHLOTH., und Stielglieder von *Dadocrinus gracilis* v. BUCH. sind oft reichlich vorhanden. Mächtigkeit 20 m.

WERFÉNEN.

t1a Sandsteine, Dolomitschiefer (untere Rauhwacke), (Campilerschichten). Diese Stufe besteht aus hellgrauen, sandigen, knorrigen Dolomitplatten, serizitisch-tonigen und sandigen Schiefern und hellgelben, dolomitischen, Rauhwacken-ähnlich verwitternden Sandsteinen. Mächtigkeit 20–25 m.

t1P Pflanzenquarzit. In der Ducankette bilden 20 m, im Landwassergebiet 40 m mächtige graue, rostrot gesprenkelte und auch intensiv braune Sandsteine den obersten Teil des Buntsandsteins. Die Sandsteine führen Kohlenschmitzen und einzelne Pflanzenreste (*Pterophyllum*).

t1 Bundsandstein. Im Ducangebiet ist das sehr wechselnde Profil von oben nach unten ungefähr das folgende: Graue bis weisse, grobe Arkosandesandsteine, durch Aufnahme von Milchquarzbrocken und Porphyrgeröllen stellenweise konglomeratisch. Rote und grüne feinkörnige Quarzite mit Geröllen von milchweisem und rosenrotem Quarz. Dunkelrote Sandsteine und glimmerreiche feinsandige Schiefer mit gelben Ankeritputzen und schwarzen Manganüberzügen (Werfener Schiefer). Nach unten folgt das rostbraune, grobe **Basiskonglomerat (pt1)** mit Gangquarz- und Porphyrgeröllen. Der Uebergang in die aufgearbeiteten kristallinen Gesteine der Unterlage vollzieht sich teilweise allmählich durch rote, sehr glimmerreiche, grobsandige Schiefer; im Grossen ist die diskordante Auflagerung des Werfénien auf dem steilstehenden Kristallin sehr deutlich.

In den Muchetta-Falten, welche bei Schmelzboden-Monstein noch in den Blattbereich kommen, findet man eine ganz ähnliche Ausbildung des Werfénien, da in dieser Stirnregion der Muchetta-Ducan-Teildecke die klastischen Werfener-Schichten ebenfalls noch direkt dem Kristallin aufliegen. Dagegen besteht in der unterliegenden Sandhübel-Teildecke die klastische Serie des Werfénien im unteren Teil aus sehr mächtigen und sehr groben, roten Porphyrkonglomeraten vom Verrucanotypus, die möglicherweise noch oberes Perm darstellen und dem mächtigen permischen Quarzporphyr aufliegen (siehe unten).

Da die Aufschlüsse eine grosse Veränderlichkeit der lokalen Profile zeigen, wurde die klastische Serie an der Grenze Perm-Werfénien nicht getrennt, sondern alles als Buntsandstein zusammengefasst.

PERM.

π Quarzporphyr und Quarzporphyrtuffe. Unter der Trias der Sandhübel-Teildecke (NW-Ecke des Blattes) liegt ein mächtiges Lager permischer Quarzporphyre, die den Talgrund des oberen Landwassertales einnehmen und wenig unterhalb Glaris unter der Überschiebung von Kristallin und Trias der Muchetta-Ducan-Teildecke verschwinden. Vorherrschend ist ein apfelgrünes Gestein mit zahlreichen bis 2 mm grossen, meist glasklaren Quarzeinsprenglingen in einer grünen, oft stark serizitisierten, granophysischen Grundmasse. Einsprenglinge eines rötlichen Feldspates sind selten.

Verbreitet sind auch braunviolette Gesteine, sowie auch felsitische Varietäten mit und ohne Einsprenglinge. Das Gestein ist oft mylonitisiert und zu unkenntlichen Serizitschiefern ausgewalzt. Gute Aufschlüsse befinden sich am unteren Ausgang des Tavernazug-Tunnels der Rhätischen Bahn [Koord. 778–780/178], im unteren Teil des Rieberbachobel [Koord. 778–780/178–180] und beim Stauweiher oberhalb Spinabad [Koord. 778–780/180–182]. **Quarzporphyrtuffe π** in Form von roten Schiefen treten sowohl unter als auch über der Porphyrmasse auf; sie sind oft stark mylonitisiert und von den Quarzporphyrmyloniten der braunvioletten Varietät nur schwer und unsicher zu unterscheiden.

pα Quarzite, Arkosen. An einer Stelle innerhalb des Blattes Scaletta, S unterhalb P. 1771,3 [Koord. 778–780/180–182] liegt der Quarzporphyr unmittelbar auf Kristallin; der Kontakt ist aber, wie aus der Verruschelung beider Gesteine hervorgeht, anormal. An anderen Stellen (Tavernazug und Rieberbach) befindet sich zwischen dem Quarzporphyr und der Aufschubung des Kristallins der Muchetta-Ducan-Teildecke eine meist stark verschieferte Folge von Porphyrtuffen, schwarzgrauen Mylonitschiefern und weissen Arkosen und Quarziten mit einer eigenartigen unregelmässigen roten Bänderung und Zeichnung (Diffusionsfiguren von Eisenlösungen).

Vermutlich handelt es sich bei diesen Gesteinen um aufgeschüfftes unteres Perm.

KRISTALLINE GESTEINE DER SILVRETTA-DECKE.

ORTHOGENEISE.

Die wesentlichen Bestandteile der Orthogneise sind Orthoklas, saurer Plagioklas (10–selten 25% An.), Quarz und Glimmer. Nach der Textur und der Art des vorherrschenden Glimmers lassen sich 2 verschiedene Typen unterscheiden. Die **aplitischen** und die **aplitisch-pegmatitischen Gneise (G O)** sind klein- bis mittelkörnige Muscovitgneise mit vorherrschend lagiger bis faseriger

Textur; in den **grobfaserigen granitischen Augengneisen (G_{Oa})**, deren Augen von Kalifeldspat gebildet werden, ist neben Muscovit auch Biotit in wechselnden Mengen vorhanden. Beide Typen wechseln sowohl unter sich als auch mit den Mischgneisen häufig und oft auf kleinem Raume ab und gehen ohne scharfe Grenzen in einander über, so dass die schwierige Durchdringung geradezu ein Merkmal dieser Gesteine bildet.

Ungefähr ein Drittel des Kartengebietes wird von Orthogneisen eingenommen. Ein nördlicher Orthogneiszug durchzieht das Kartenblatt von NE nach SW. Im NE, in der Gegend der Flüela-Passhöhe, herrschen grobfaserige granitische Augengneise vor, im übrigen Abschnitt überwiegt die aplitische und aplitisch-pegmatitische Fazies. Im SE des Kartenblattes ist ein Teilstück einer zweiten Orthogneismasse dargestellt, die fast ausschliesslich von grobfaserigen Augengneisen gebildet wird. Beide Orthogneiszüge sind wahrscheinlich unter der Ducan-Mulde zu einer zusammenhängenden Masse vereinigt.

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

MISCHGNEISE.

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

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

GLO Mischgneise mit vorwiegendem oder wesentlichem Anteil an Orthomaterial. Durch Aufschmelzung von Paragneisen entstehen **biotitreiche Augengneise**, die häufig noch Lagen von Paragneisen eingeschaltet haben. Sie sind meist stark geschiefert oder zeigen unruhige Fältelung (z. B. im Radünertäl, S. P. 2266.8, Flüelastrasse). Mit Ueberhandnehmen des Paragneisanteils entstehen **Injektionsgneise** und **Imbibitionsgneise**, die durch lagenweise Anordnung von Ortho- und Paramaterial ein gebändertes Aussehen annehmen; oft sind von blosser Auge nur noch injizierte Kalifeldspat-Augen in einem scheinbar homogenen Paragneis zu sehen. Die Mischung kann auch so intensiv sein, dass Ortho- und Paramaterial nur noch im Mikroskop auseinandergehalten werden können. Typische Vorkommen dieser Gesteine finden sich im Radünertäl, am Radüner Rothorn und am E-Grat des Piz Vadret, ferner am Scalettaweg zwischen Alp Fontauna und Alp Pignaunt.

GO_H Hornblende, Zoisit oder Epidot führende Gneise kommen nur in kleinen, gegen den Orthogneis unscharf abgegrenzten Einlagerungen vor. Das eine Vorkommen in der hinteren Val Barlasch [Kartenblatt E-Rand zw. Koord. 172-174] stellt ein geschiefert, grünlich gesprenkeltes Gestein dar, mit Lagen von Biotit und eingesprengten Hornblendenadeln (je 10 bis 15 Vol %). Der Plagioklas ist basischer als in den gewöhnlichen Orthogneisen, Orthoklas fehlt. In Verbindung mit dem Vorkommen findet sich auch ein Gestein, das fast ausschliesslich aus Plagioklas und Epidot besteht (je ca. 50 Vol %). Bei einem anderen Vorkommen (schwierige diffuse Partie im Orthogneis beim s. von Fops, S. P. Vadret) ist die Hornblende durch Zoisit ersetzt. Diese Schlieren sind wohl auf Assimilation von kalkreichen Gesteinen (Amphibolite, kristalline Kalk) durch den Orthogneis zurückzuführen.

GLP Mischgneise ohne wesentlichen Anteil an Orthomaterial. Diese Typen bilden die entfernteren Kontakthöfe der Orthogneise und haben keine eigentliche magmatische Stoffzufuhr mehr erhalten. Unter dem Einfluss erhöhter Temperatur und pneumatolytischer Agentien erfolgte Stoffwanderung, die zu einer metamorphen Differentiation führte. Durch Sammelkristallisation von Albitsubstanz entstanden **Plagioklasnotengneise** und **Perlgneise**, durch laterale Differentiation **Lagen- und Adergneise**. Diese letzteren sind von gerade verlaufenden Bändern oder geschlängelten Adern durchzogen, die im wesentlichen aus Quarz und Plagioklas bestehen, also offenbar keine aplitische Injektion darstellen. Ausserdem finden sich in diesen Zonen auch sehr grobfaserige und häufig auch hornfelsartige Varietäten von Paragneisen. Im ganzen ist diese Serie durch ein sehr unruhiges und wechselndes Aussehen charakterisiert (Scalettapasshöhe, Sertigpass, Grialettschfurgge).

PARAGNEISE.

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

Die **Biotitschiefergneise (G)** zeigen gute Schieferung und meist faserigen Habitus und sind wegen ihres reichlichen Biotitgehaltes von violett-bräunlicher Farbe. Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas bis Andesin mit 20 bis 28 % An), Biotit, Muscovit, Apatit, Zirkon, Erz, Titanit.

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

GA Tonerdesilikatgneise bilden nur kleine Linsen in Paragneisen und Amphiboliten. Porphyroblastischer Granat wird zum Hauptgemengteil, ausserdem können Staurolith, Disthen und Andalusit auftreten, die aber makroskopisch meist nicht sichtbar sind. Der Plagioklas zeigt häufig denselben Habitus wie in den Knotengneisen (N-Grat des Piz Grialettsch, Scalettahorn, Kühalphorn, Munt Plattana). Die schwarzen, klein brekziösen bis konglomeratischen **graphitischen Schiefer- und Konglomerate (G_{pg})** treten als schmale konkordante Einlagerungen in den Paragneisen, seltener in den Mischgneisen auf. Mineralbestand: Graphit, Serizit, Chlorit, Biotit, Limonit, serizitisierter Plagioklas. Eine solche Graphitschiefer-einlagerung quert den Grat zwischen Flüela-Schwarzhorn und Radüner Rothorn. Schlecht aufgeschlossen und deshalb in seiner geologischen Lagerung nicht deutlich ist ein mit permotriadschen Ablagerungen vergesellschaftetes Vorkommen im Kühaltal. [Koord. 176/786].

Diese spärlichen und stets wenig mächtigen Graphitschieferlagen haben wohl keine stratigraphische Bedeutung. Der Graphit dürfte von einem ehemaligen Bitumengehalt der Paraschiefer stammen. Die Paragneise besitzen im Kartengebiet nur geringe Verbreitung, da sie durch die gewaltigen Orthogneisintrusionen weitgehend zu Mischgneisen umgewandelt worden sind.

AMPHIBOLITE.

Diese dunkelgrünen, feinsäugigen, hie und da auch massigen und oft sehr zähen Gesteine bestehen im wesentlichen aus Hornblende und Plagioklas. (Im Mittel 20—30% An). Nach dem Mineralbestand lassen sich neben den gewöhnlichen Plagioklasamphiboliten verschiedene Varietäten unterscheiden, die aber auf der Karte nicht ausgeschieden werden können.

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

Das einzige Vorkommen von **Amphiboliten mit reliktschen Orthostrukturen (Ame)** quert als schmales Band den S-Grat des Piz Vadret. Diese unterscheiden sich von den gewöhnlichen Amphiboliten makroskopisch nur durch die schmutziggrüne Farbe und das teilweise fleckige Aussehen. Die Gabbrostruktur ist hier noch erhalten, die ursprünglichen Mineralien sind aber umgewandelt. Mineralbestand: Uralitische Hornblende, Saussurit, Epidot, Zoisit, Granat. Im einzelnen ist aber je nach dem Grade der Umwandlung das mikroskopische Bild sehr verschieden.

Ausser diesem einzigen Vorkommen eines Orthoamphibolites besitzen wir keine sicheren Anhaltspunkte über die Natur der Amphibolite. Die sehr häufige, oft centimeterweise Wechsellagerung mit Paragneisen lässt aber annehmen, dass neben Orthoamphiboliten auch solche sedimentärer Entstehung vorhanden sind, so besonders in der Scallettazone. Die Amphibolite in den Paragneisen dürften deshalb mergeligen Lagen in einer tonigen Serie entsprechen.

DIABASGÄNGE.

Als jüngste Gesteine des Silvretta-Kristallins sind die **Gangdiabase ($\delta\beta$)** zu betrachten. Sie durchsetzen alle kristallinen Gesteinsformationen in der Regel diskordant und schwarmweise und fehlen den Sedimenten. Ein solcher Gangschwarm findet sich im SE-Viertel des Kartenblattes, während im übrigen Gebiete Diabasgänge vollständig fehlen oder nur noch vereinzelt auftreten (E und S vom Flüela-Schwarzhorn). Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen einigen cm und 50 m. Der längste Gang ist 1,5 km weit verfolgbare; nur ein Teilstück desselben ist am Südrand der Karte dargestellt. Dieser Gang ist vom Sertigpass als dunkles Band in der hellen Orthogneiswand S Val Fontauna deutlich zu erkennen. Die dunkelgrünen, meist dichten, manchmal porphyrischen, rot oder grau anwitternden Gesteine zeigen opitische oder porphyrische Struktur und führen als Hauptbestandteile Oligoklas-Andesin mit 30—40% An. Je nachdem als herrschender dunkler Gemengteile Augit oder Hornblende oder Biotit vorhanden ist, lassen sich verschiedene Typen mit wachsender Verwandtschaft zur Familie der Lamprophyre unterscheiden.

Im Kartengebiet sind vorwiegend typische augitführende Diabase vertreten. Postmagmatische, pneumatolytisch-hydrothermale Umbildungen zerstörten häufig den ursprünglichen Mineralbestand. Solche zersetzte Diabase lassen sich oft von blossen Auge am matten Glanz und dem helleren Graugrün der Bruchflächen erkennen. Die Bildung miarolithischer Nester von Albit, Epidot, Quarz, Calcit und Erz hängt mit diesen Umwandlungen zusammen.

Alpine Bewegungen machen sich an den Gängen öfters durch Verwerfung, seltener durch Schieferung bemerkbar. Ein mehrfach verworfener Gang ist an der Südflanke des Vadret-Ostgrates sichtbar, ein **geschiefter Diabas ($\delta\beta'$)** findet sich südlich P. Puntota [Koord. 792—794/172—174].

MINERALIEN

Die Silvretta ist arm an gut ausgebildeten Mineralien, da Klüftmineralien fehlen oder nur ganz unansehnlich ausgebildet sind. Typisch ist der **Andalusit**, der in Knauern mit Quarz zusammen in Para- und Mischgneisen zu finden ist. Hauptfundstellen: Radnertäl, Radüner Rothorn, Grat und Wände vom Flüela-Schwarzhorn zum Braunhorn, Bocktenhorn, Augstenhörl, Scallettappasshöhe, W-Grat des Scalletthorns, Piz Puntota S-Grat. Zum Sammeln eignen sich am besten Schutthalde und Moränen. Die Kristalle können über 10 cm lang werden. Die Farbe ist rosa bis fleischrot oder blaurot; infolge einer randlichen Umwandlung sind einzelne Individuen häufig von einer weichen, matt grünlich-grauen Rinde umgeben. Ein ständiger Begleiter des Andalusites ist Muscovit. Das Vorkommen entspricht demjenigen der Lisenzer Alpen (Stubai Alpen). Für die Entstehung des Andalusites wird metamorphe Differentiation unter magmatischem Einfluss angenommen.

Turmalin tritt vereinzelt hie und da auf, besonders reichlich aber auf dem flach verlaufenden Stück des Scalletthorn W-Grates, zusammen mit Andalusit. **Titanit** kann eingewachsen in Amphiboliten am Scallettappass und am Flüela-Schwarzhorn gefunden werden. **Rutil** ist selten und immer eingewachsen in Paragneisen. In Quarzknauern aus Amphiboliten lassen sich auch etwa schöne Besen von **Zoisit**, **Epidot** und **Hornblende** beobachten. In pegmatitähnlichen Schlieren in Mischgneisen können grosse Blätter von hellem und dunklem Glimmer gefunden werden.

ZUR ENTSTEHUNGSGESCHICHTE DES ALTKRISTALLINS

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

Als Ältestes sind die Paragneise und Paraamphibolite zu betrachten. Sie stellen eine geosynklinale Serie von tonigen bis mergeligen Sedimenten dar, die ihres polymetamorphen Charakters wegen wahrscheinlich vorpaläozoischen Alters sein dürfte. Die Orthoamphibolite repräsentieren eine erste, gabbroide Intrusion in diesen Gesteinskomplex. Bei der letzten durchgreifenden Metamorphose wurde der Paragneis-Amphibolitkomplex durch tangentielle Schübe zu Schlingen verbogen, unter gleichzeitiger Intrusion aplitisch-pegmatitischer Massen. Die Intrusion dieser Orthogneismasse hat den Gebirgsbau entscheidend beeinflusst und eine typische Intrusionstektonik erzeugt, unter gleichzeitiger Bildung mannigfaltiger Mischgesteine durch Injektion und Assimilation. In einer letzten Phase durchbrachen die Diabasgänge diskordant das defaltete Grundgebirge; sie sind nicht metamorph. Das so geschaffene

Grundgebirge ist als gewaltige Schubmasse en bloc in den alpinen Bau einbezogen worden und zeigt daher ausser örtlichen mechanischen Beanspruchungen (Mylonit- und Rutschelzonen, Verwerfung und selten Schieferung der Diabasgänge) keine, oder nur äusserst geringe, alpine Ueberprägung.

TEKTONIK

Das ganze Blattgebiet liegt innerhalb der oberostalpinen Silvretta-Decke, in deren kristallinen Unterlage zwei von Triassedimenten erfüllte, SW-NE streichende Grossmulden eingesenkt sind. Es ist dies einerseits die Ducan-Mulde, deren Längsachse parallel dem Stulser- und Ducantal ansteigt und vom Kühlpal an gegen NE in die Luft ausstreicht, andererseits die Landwasser-Mulde, von der aber nur noch ein kleiner Ausschnitt an der NW-Ecke des Blattes zur Darstellung gelangt. Auch die Landwasser-Mulde streicht NE und hebt sich innerhalb des Blattbereiches in dieser Richtung axial in die Luft hinaus.

Diese SW-NE streichenden Strukturen, Wellungen mit grossem Radius, sind entstanden bei der Ueberschubung der Silvretta-Decke als Ganzes gegen NW. Sie sind aber nicht die einzigen und nicht die ältesten posttriadischen, alpinen Strukturen der Silvretta-Decke. Noch älter ist eine tiefgehende Aufspaltung in Teildecken und Schuppen, in erster Linie in eine tiefere Sandhubel-Teildecke und eine höhere Muchetta-Ducan-Teildecke. Beide Teildecken bestehen im NE nur aus Kristallin und nehmen gegen SW Trias auf. Sie sind daher wohl ursprünglich mit einer Schubrichtung NE-SW angelegt. In der Landwasser-Mulde sind beide zusammen zu einer Synklinale eingemuldet, woraus eine Zweiphasigkeit in der Entstehung der alpinen Struktur der Silvretta-Decke deutlich hervorgeht. Der NW-Teil der Decke, von der Furche des Landwassertales bis an den NW-Erosionsrand, besteht aus der tieferen Teildecke, die nur in einem beschränkten Gebiete in der NW-Ecke des Blattes im Grunde des Landwassertales sichtbar wird. Das Gebiet bei Frauenkirch-Langmatte besteht aus der kristallinen Basis dieser Teildecke, dem Körbshorn-Kristallin, die aber nur an einer Stelle, bei P. 1771.3 N Kuma, unter der mächtigen Quartärbedeckung zum Vorschein kommt. Ueber diesem Kristallin folgt dort und im Talgrunde talabwärts bis zum Rotschtobel der permische Quarzporphyr, der seinerseits W über Rütli von normal stratigraphisch aufliegender Trias bedeckt wird. W über Glaris und bis zum unteren Ende des Rotschobels gehört nur noch Bundsandstein zu dieser tieferen Serie. Darüber folgt, an einer durch den Rütliwald, Breitenzug, gegen das Rotschtobel absteigenden Schubfläche, die stehende Trias der hangenden Muchetta-Ducan-Teildecke, die im Alteinigipfel, direkt W ausserhalb des Blattes, in einer gegen NW gerichteten Stirnbiegung zurückbiegt. An der Ostseite des Landwassertales steigt die genannte Schubfläche rasch gegen den Tavernazug auf und läuft dann in 1800—1600 m Höhe langsam absteigend über der Terrasse von Spina gegen das Grabentobel, wo sie noch durch Mylonite angedeutet ist. An dieser Fläche ist auf dieser Seite des Tales das Kristallin der Muchetta-Ducan-Teildecke dem Quarzporphyr der Sandhubel-Teildecke aufgeschoben. Vom Grabentobel an liegt es nach Ausquetschung auch des Quarzporphyrs direkt auf dem basalen Körbshorn-Kristallin der liegenden Teildecke und die im Kristallin gegen das Sertigtal hineinlaufende Trennung ist nicht weiter zu verfolgen.

Wie oben schon erwähnt, bildet die Ducan-Trias eine grossangelegte Einmündung im Hangenden der Silvretta-Decke. Der SE-Schenkel der Ducan-Mulde blieb im NE noch in ungestörtem Kontakt mit dem kristallinen Grundgebirge. Er zeigt allerdings sekundäre Faltungen. Der NW-Schenkel dagegen wurde von einer nordwärts ansteigenden Scherfläche, der Ducan-Scherfläche, die sich (siehe unten) auch ins Kristallin fortsetzt, abgesichert, sodass an der Scherfläche die Schichten vom Buntsandstein bis zu den oberkarinischen Dolomiten der Reihe nach auskeilen. Auf der NW-Seite der Kette Bühlenhorn-Aepplhorn sind nur noch vereinzelte Linsen dieser Gesteine erhalten geblieben. Stellenweise kommt sogar Hauptdolomit auf Gneis zu liegen. Die Ducan-Scherfläche steigt nicht nur gegen NW, sondern auch gegen E und W an, hat also schüsselförmige Gestalt. Im NE streichen die Achsen der sekundären Falten am Plattenhorn N-Hang mit 30°—40°, stellenweise sogar mit 60°, nach NE in die Luft aus. Im SW, ausserhalb des Kartenblattes (siehe Spez.-Karte 94 F) dreht das Streichen knickartig nach S um. Die Einwicklung der Silvretta-Decke durch die Aela-Campo-Decke macht sich hier bemerkbar. Die Sekundärfalten sind im SW nur als wellenförmige Schichtverbiegungen ausgebildet. Am NW-Grat des Gletscher-Ducans sind sie vertreten durch eine eigentliche Falte in den unterkarinischen Schichten.

Die Gneisszone von Monstein-Kühberggrat ist als Antiklinale aufzufassen. Sie wurde gegenüber der Ducan-Mulde nach NW hinaus geschoben. Solche Unterverschiebungen wiederholen sich innerhalb der Ducan-Mulde mannigfaltig in den Sekundärfalten, bei denen in der Regel der SE-Schenkel der Mulden in normaler Mächtigkeit vorhanden ist, während der flachliegende NW-Schenkel entweder von einer Scherfläche abgeschnitten oder zum mindesten reduziert wurde. Die Scherflächen trennen die Synklinen von den darunter liegenden Antiklinen, die gegenüber den ersteren nach NW vorgeschoben sind. Am Krachenhorn lassen sich diese Erscheinungen in zahlreichen, kleinen Bruchflächen innerhalb der Schichten selbst verfolgen. Auf einer Unterverschiebung grösseren Ausmasses beruht die Doppelung von Rhät, Norien und Carnien am SE-Grat des Krachenhorns.

Durch eine Transversalverschiebung zwischen Plattenhorn und Mittaghorn erscheint das NE-Ende der Ducankette nach NW verschoben und zugleich in die Höhe gehoben. Damit in Verbindung steht eine kleine, aber gut ausgebildete Querfalte. Weitere Transversalbrüche finden wir am SW-Grat des Hoch-Ducans, am Klein-Ducan und zwischen Strehl und Aepplhorn. An der gegen SW ansteigenden Scherfläche westlich des Bühlenhorns zeigen sich Stauchungserscheinungen, indem die Hauptdolomitmasse des Mäschengrates durch zahlreiche Querbrüche zerlegt, in einzelnen Blöcken gehoben und in ihrem Streichen verstellt wurde.

Der altkristalline Teil der Silvrettadecke zeigt eine verwickelte Innenstruktur, deren Züge der alpinen Faltung fremd sind. Die Ducan-Scherfläche setzt sich, wie schon oben erwähnt wurde, nach NE ins Kristallin fort; sie lässt sich verfolgen bis in die grosse Schutthalde, welche im W des Schottensees am Flüelapass ansteigt. Längs dieser Scherfläche ist der südliche kristalline Komplex um einen geringen Betrag auf den nördlichen überschoben. Das N der Scherfläche liegende Kristallin ist durch flaches Einfallen ausgezeichnet, wobei N- und S-Fallen einander ablösen. Im westl. vom Sertigtal liegenden Abschnitt (Schwarzfluh) ist allerdings eine starke Steilstellung der Gneise festzustellen.

Weitaus komplexer gebaut ist der südl. der Scherfläche liegende Teil, der vom nördl. sich vor allem durch die starke Steilstellung der Gesteine unterscheidet. Als Leitlinie für den Bau dieses Gebietes können wir den Amphibolitzug des Schwarzhorns wählen, der nach SW streichend am Ostende der Ducanmulde umgibt und dann nach E zu in den Scalettazug einbiegt. Diese Umbiegung ist nur der westl. Teil einer S-förmigen, steil gestellten Schlinge, welche den Charakter der Tektonik im südlichen Abschnitt der Silvretta bestimmt. Das Kennzeichen dieses Schlingenbaues sind vertikale Achsenelemente. Die Schlinge ist wohl durch Zusammenschub eines ehemaligen flachachsigen Faltengebietes entstanden. Während die Grosstektonik durch diesen steilachsigen Schlingenbau beherrscht wird, sind innerhalb desselben Verfaltungen mit mehr oder weniger flachen Faltenachsen sehr häufig. Das zeigt sich besonders deutlich im Bau des Gebirgstückes zwischen Kühlpalhorn und Sattelhorn.