

Geologie des Gebietes von Villnöß — Gröden — Schlern — Rosengarten.

Von **Werner Heißel** und **Josef Ladurner**

(Innsbruck)

(Mit 9 Abbildungen und einer geologischen Karte i. M. 1 : 25.000.)

Nach einer kurzen stratigraphischen Übersicht werden die tektonischen Verhältnisse eingehender untersucht. Ebenso werden die quartären Ablagerungen ausführlicher dargestellt und eine mögliche Altersdeutung gegeben. Schließlich wird auf die Morphologie des Gebietes näher eingegangen.

Einleitung.

Vorliegende Arbeit entstand auf Anregung des Herrn Prof. R. v. Klebelsberg, der uns die geologische Neukartierung dieses Gebietes vorschlug. Im Anschluß an die bereits bestehenden geologischen Kartenblätter der Südtiroler Dolomiten sollte auch dieses Gebiet im Maßstab 1:25.000 aufgenommen werden.

Die Begehungen erfolgten in den Sommern 1931 bis 1934.

Herrn Prof. R. v. Klebelsberg danken wir für die rege Anteilnahme an unserer Arbeit.

Der Deutsche und Österreichische Alpenverein ermöglichte durch mehrere geldliche Unterstützungen die Feldaufnahmen, ferner bewilligte er auch die Mittel für die Drucklegung der Karte. Es sei ihm daher auch an dieser Stelle unser aufrichtiger Dank dafür ausgesprochen.

Innsbruck, im Oktober 1935.

Die Verfasser.

Vorwort.

Das auf der Karte dargestellte Gebiet ist ein Teil der westlichen Südtiroler Dolomiten.

Landschaftlich, wie auch geologisch, zerfällt es in drei Teile. Im N zwischen Villnöß und Gröden liegt ein waldiger Höhenzug, von Phylliten aufgebaut. Am Raschötz liegt ihm eine Quarzporphyryplatte auf. Südlich des Grödnertales breiten sich die weiten, welligen Flächen der Seiser Alm aus, geologisch durch das Vorherrschen vulkanischer und vulkanisch beein-

flußter Gesteine gekennzeichnet. Dieser Gebietsteil greift auch noch über das Grödnertal nach N auf jene den Geißler Spitzen im SW vorgelagerten Höhen über. Den dritten, südlichen Teil, nimmt das Dolomitgebiet des Schlern und Rosengarten ein. Der nördliche Teil ist Arbeitsgebiet von Josef Ladurner. Südlich des Grödnertales, dessen Bach die Arbeitsanteile scheidet, liegt das von Werner Heißel.

Im N bildet die Tiefenlinie des Villnöbertales die Grenze; im W zunächst der Eisack. Unterhalb Waidbruck schneidet die Begrenzungslinie in SSW-Richtung nach Völs am Schlern und folgt weiter der Grenze Quarzporphyr—auflagernde Sedimente bis zum Tierser Tal. Sie folgt diesem gegen O und zieht dem Westfuß des Rosengarten entlang. Die Südbegrenzung schneidet quer durch diesen über die Coronelle ins Vajolet Tal, dem sie bis zur Mündung bei Rualp im Fassa Tal folgt. Nach S schließt hier die geologische Karte 1:25.000 von S. Vardabasso (50)¹⁾ an.

Im O bildet zunächst das Fassa Tal die Begrenzung. Von Campitello zieht sie ein Stück ins Duron Tal hinein, um dann in nördlicher Richtung zum Saltrie (Jender) Tal und hinaus nach St. Christina im Grödnertal zu führen. Die im O angrenzende Langkofelgruppe wurde auf einer geologischen Karte 1:25.000 von G. Mutschlechner (33) dargestellt.

Von St. Christina folgt die Grenze zunächst dem Cleser Bach bis zur Einmündung des Mastl Baches, dann entlang diesem bis zum Lec Sant und weiter zur Seceda (2518 m). Von hier läuft sie etwas östlich vorbei an der Brogles Alm zum Kliefer Bach und hinaus ins Villnöbertal. Die im O angrenzende Puez- und Geißler Gruppe wurde von O. Reithofer und R. v. Klebelsberg (41), das Gebiet der Peitlerkofel Gruppe bis hinaus nach St. Peter im Villnöß von G. Mutschlechner (32) geologisch dargestellt.

Im Mittelpunkt des Arbeitsgebietes liegt die Seiser Alm, etwas westlich davon der Schlern. Seit den Anfängen geologischer Beobachtungen bilden diese beiden das Ziel der Geologen. Die erste umfassende Darstellung gab 1860 Ferdinand Freiherr v. Richthofen in seiner Geognostischen Beschreibung der Umgebung von Predazzo, Sanct Cassian und der Seiser Alpe in Süd-Tyrol (mit einer geologischen Karte und vier Profiltafeln) (43). Sie gab Anlaß zu eingehenden stratigraphischen und paläontologischen Untersuchungen bis in die jüngste Zeit. Aus neuerer Zeit liegt eine geologische Karte 1:25.000 von M. M. Ogilvie Gordon (1927) (35) vor. Außerdem ist das Gebiet auf Blatt Monte Marmolada der italienischen Karte 1:100.000 dargestellt. Letztere hat zu geringen Maßstab, während erstere etwas schematisch in der Darstellung ist. Die benachbarten Gebiete im N, W und S sind in neuerer Zeit im Maßstab 1:25.000 aufgenommen worden (siehe oben). Es war Hauptzweck vorliegender Arbeit, auch für dieses Gebiet eine solche Karte herzustellen.

Genauere Schichtbeschreibung und Fossilisten sind in der bestehenden Literatur in reichem Ausmaße vorhanden. Die meisten Schichten waren für sich Gegenstand eingehender Spezialuntersuchungen. Es sei daher auf eine genauere Beschreibung derselben verzichtet. Die petrographische Bearbeitung des Brixner Quarzphyllits und seiner Einschaltungen sei einem späteren Zeitpunkt vorbehalten.

¹⁾ Die Zahlen verweisen auf das Schrifttumsverzeichnis.

Gesteinsbeschreibung.

Brixner Quarzphyllit.

Das Verbreitungsgebiet des Quarzphyllites ist in der NW-Ecke des Kartenblattes gelegen. Durch seine flachen, nur gegen das Villnößer Tal hin steiler geneigten Hänge hebt er sich deutlich von der darüber einsetzenden permo-triadischen Schichtfolge der Dolomiten ab.

Die steilen Gräben an der Südseite des Villnößer Tales gewähren guten Einblick in die Zusammensetzung dieser Gesteinsfolge. Der Phyllit ist hier in einer (wahren?) Mächtigkeit von 1000 m erschlossen. Im frischen Bruch ist er von grauer, manchmal bläulicher, grünlicher Farbe, meist grünlichgrau bis rothbraun anwitternd. Zwischengeschaltet sind dem Phyllit oft mehr oder weniger mächtige Quarzadern. Der Phyllit ist kalkfrei. Starke Fältelung ist häufig. Fein verschmierte Glimmer (Glimmerhäute) geben dem Gestein sein phyllitisches Gepräge.

Das Streichen des Phyllits verläuft bald nordwestlich, bald nordöstlich, das Fallen ist flach gegen S hin. Die Faltenachsen fallen flach gegen SSO und S ein.

In diesen Quarzphylliten eingeschaltet treten Kohlenstoffphyllite und Kohlenstoffquarzite auf, in Form von größeren und kleineren, unscharf abgegrenzten Linsen und Lagen, aber auch in gewaltiger Breitenausdehnung über große vertikale Erstreckung hin.

Das Hauptverbreitungsgebiet dieser Kohlenstoffphyllite und -Quarzite ist am Flitzer Bach, wo sie knapp unterhalb der Raschötzer Porphyrrplatte in einer Höhe von zirka 1700 m beginnen und bis an die Sohle des Villnößer Tales herabreichen. Der Flitzer Hof und der Matschieser liegen in diesen Kohlenstoffphylliten und -Quarziten. Die Kohlenstoffphyllite sind mehr oder weniger dunkelgrau, und meist reich an stark abfärbender kohligter Substanz. Die Kohlenstoffquarzite sind bläulichschwarz und sehr dicht. Stellenweise enthalten sie kleine Pyritkriställchen. Gelbe Schwefelaustrittungen sind an den Kohlenstoffphylliten und -Quarziten recht häufig.

Neben diesem Hauptverbreitungsgebiet der Kohlenstoffphyllite und Quarzite sind noch allenthalben größere und kleinere Einlagerungen davon erschlossen, zum Teil in Porphyrrnähe, so im Flitzer Wald bei P. 1864 (unterhalb des Ausser-Raschötz) und am Segen Bühel (P. 1853, südlich über Pardell), zum Teil aber auch in tieferen Lagen, so bei Pardell selbst, dann bei Bad Froi und an der Straße von hier ins Villnößer Tal.

Kleinere Vorkommen liegen noch am Wege von Bad Froi zum Gnoll Hof und von hier weiter am Wege nach Gufidaun, vereinzelt dann noch in der Umgebung von Gufidaun.

Neben diesen stark kohlenstoffreichen Phylliten und Quarziten kommen aber noch häufig dunkle Phyllite vor, deren dunklere Färbung von geringfügigeren Kohlenstoffanreicherungen herrührt.

Fossilspuren konnten weder in den Kohlenstoffphylliten noch in den Phylliten gefunden werden.

Kohlenstoffphyllite und -Quarzite sind stark radioaktiv, ebenso die ihnen entspringenden Heilquellen von Flitz, Bad Froi und Gstammer Hof (unweit Bad Froi) (4).

Unter P. 1864, knapp neben dem Wege, der von St. Peter im Villnöß zur Flitzer Scharte führt, enthält der Quarzphyllit eine geringmächtige Lage eines dunkelgrauen, lebhaft glänzenden Phyllites, dessen Schieferungsfläche von kleinen mit Glimmerhäuten überzogenen Granaten dicht besät ist.

Als Fallstück fand sich ein Gestein, das neben kleinen Biotiten nur aus kleinen, zum Teil wohlausgebildeten Granaten besteht. Die Oberfläche dieses Gesteinsstückes ist von größeren (bis zu mehreren Millimetern) Granaten dicht gehöckert.

Allenthalben treten im Verband mit dem Quarzphyllit Einschaltungen von quarzitischen Phylliten und Quarzitschiefern auf. Größere Ausdehnung erlangen diese Einschaltungen am Gehänge südsüdwestlich von St. Peter im Villnöß, im oberen Flitzer Graben, nahe der Porphyrbasis, und im Graben, der vom P. 2302 (im Raschözt Kamm) gegen Venedig (im Villnößertal) herabzieht. Sonst bilden diese quarzitischen Phyllite und Quarzitschiefer nur geringmächtige Einschaltungen im Quarzphyllit, die sich zufolge ihrer größeren Härte als kleine Wandstufen deutlich aus dem leichter verwitterbaren Quarzphyllit herausheben.

Makroskopisch lassen sich an diesem hell- bis dunkelgrauen, bräunlich anwitternden Gestein neben Quarz nur zahlreiche neugebildete Biotitschuppen erkennen, die die Schieferungsflächen dicht besetzen.

Unter dem Mikroskop ist neben meist stark undulösen, feinkörnigen Quarzen nur reichlich großschuppiger Biotit, feinschuppiger Muskowit und etwas Plagioklas zu erkennen. Reichlich kommen kleine Erzkörnchen vor, der Form nach wahrscheinlich Magnetit.

Neben diesen biotitreichen Quarziten kommen auch solche vor, denen der Biotit ganz fehlt. Sie sind meist etwas dunkler, unter dem Mikroskop erkennt man auch hier wieder undulösen Quarz, daneben etwas Plagioklas, auf der Schieferungsfläche liegen reichlich feinste Muskowitschüppchen.

Nahe der Eisenquelle, östlich von Bad Froi, steht ein grauweißer, rostbraun anwitternder Quarzitschiefer an, der außer Quarz, feinsten Muskowitschüppchen nur noch etwas Plagioklas erhält.

Das Ausgangsmaterial dieser ganzen Gesteinsreihe waren Tone und Quarzsandsteine mit gleichmäßig verteiltem Kohlenstoff- oder Bitumengehalt, die von der tektonischen Durchbewegung zu Phylliten umgewandelt wurden. Es erfolgte zunächst (Sander, 47, S. 10) eine regionale Kristallisation (Bildung von Albit, Granat, Biotit und mehr oder weniger mächtigen Quarzgängen und -adern). Die tektonische Durchbewegung hat dann die Phyllonitisierung (Bildung von Glimmerhäuten) bewirkt und die Biotite und Granaten nachkristallin umgeformt.

Nordöstlich des Ausser-Raschözt, dann östlich von Klausen und im Grödner Tal unterhalb der Häuser von Ausserriedel treten helle, stark verschieferte Gneise auf. Makroskopisch lassen sich an diesen nur Feldspäte und stark verschmierte Muskowite erkennen. Unter dem Mikroskop kann man neben feinschuppigem Muskowit und den in großen Körnern auftretenden, manchmal stark undulösen Feldspäten (wahrscheinlich Orthoklas) nur noch etwas Quarz in Form kleiner Körner unterscheiden.

Das Alter des Quarzphyllites ist vorpermisch. Er findet sich bereits in dem gleichen metamorphen Zustand wie wir ihn heute sehen in den Konglomeraten (Verrucano) an der Basis des Quarzporphyrs. Er ist auch älter als die In-

trusion des Brixner Granits und des Klausenits. Ersterer hat Quarzphyllit in seinem heutigen Zustand bereits angetroffen und Stücke davon in seinem Verbands aufgenommen (siehe Sander, 46).

Amphibolit von Gufidaun.

Eine weitere Einschaltung im Quarzphyllit stellt der Amphibolit von Gufidaun dar. Er erstreckt sich vom Gasthaus Stern an der Villnößer Straße, wo er als ganz schmale Einschaltung beginnt, in immer mehr zunehmender Breite über Gufidaun, die Ortschaft liegt ganz auf Amphibolit, bis an den Eisak und greift von hier noch bis über die Tallinie hinüber. Stellenweise ist dieser Amphibolit ziemlich grobkörnig, die Hornblendenadeln liegen divergentstrahlig, sie erreichen Längen von 1 bis 2 cm, manchmal sogar noch etwas darüber. Schöne solche grobkörnige Amphibolite stehen südwestlich von Gufidaun am Wege nach Albions an. An anderen Stellen wieder ist der Amphibolit sehr feinschieferig.

Im N, gegen das Villnößer Tal, hin geht der Amphibolit in ein dichtes dunkelgraugrünes Gestein über, an das sich dann der Phyllit, oft reich an Biotiten, anschließt. In diesen Phyllit ist dann an der Südecke Villnößer Tal-Eisak Tal noch ein kleines Klausenitvorkommen eingeschaltet.

Pichler hielt das dichte, dunkelgraugrüne Gestein für Melaphyr, Johns für zersetzten Amphibolit. Ohnesorge (37), der diese dunklen Partien an der Grenze zwischen Amphibolit und Phyllit im Dünnschliff genauestens untersucht hat, deutet sie als durch den Diorit metamorphosierten Amphibolit.

Nach Ohnesorge (37, S. 114), der auch eine nähere Dünnschliffbeschreibung des Amphibolits gibt, auf die ich hier verweisen möchte, ist dieser Amphibolit seinem Chemismus nach ein Gabbro, der Mineralbestand ziemlich einheitlich; makroskopisch gegensätzliches Aussehen in verschiedenen Teilen ist nur durch die Struktur bestimmt. Er stellt diesen gabbroiden Amphibolit von Gufidaun neben jenen vom Patscherkofel bei Innsbruck.

Sander (47) deutet diesen Amphibolit ebenfalls als gabbroides Massengestein und faßt ihn mit jenem vom Weißhorn nach Pens, Genterberg, südlich Pens, vom Tuxerjoch und vom Patscherkofel zu einer Gruppe zusammen.

Südlich P. 745 (nordwestlich von Gufidaun) sind innerhalb des Amphibolits zwei schmale Gänge einer aus eckigen Quarzstücken, Phyllit und Glimmerschieferstücken und -Stückchen bestehenden Breccie erschlossen, die durch ein dunkles Bindemittel verkittet ist. Vereinzelt kommen in dieser Breccie auch Amphibolitstückchen und Stücke eines weißen, feinkörnigen Marmors vor, der in der Nachbarschaft dieser Brecciengänge in Form einzelner Gänge und Linsen, zum Teil mit auslaufendem Geäder, ansteht. Die Gänge sind scharf abgegrenzt.

F. Teller und C. v. John (48) erwähnen diese durch Phyllit und Quarz ausgefüllten Brecciengänge und deuten sie als sekundäre Ausfüllung offener Spalten und Kluftnetze von oben her.

H. P. Cornelius und M. Furlani-Cornelius (11) kommen auf Grund ihrer Beobachtungen, auf die ich verweisen möchte, um hier Wiederholungen zu vermeiden, zu dem Ergebnis, daß eine Ausfüllung der Spalten — um eine Ausfüllung handelt es sich zweifellos — nur von unten her anzunehmen ist. Als Ursache der Spaltenbildung werden Explosivvorgänge angenommen, die

nicht nur die Spalten aufgerissen haben, sondern die auch das Gestein zertrümmert und in die Spalten eingepreßt haben. Das Aufreißen der Spalten ist wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Bildung der zahlreichen Diorit- und Diabasporphyritgänge des Villnößer Tales erfolgt. Das Vorwiegen von Phyllitstücken in der Breccie wird durch die Annahme einer Unterlagerung des Amphibolits durch Quarzphyllit erklärt, der Amphibolit bildet nur eine linsenförmige Einschaltung innerhalb des Phyllits.

Klausener Diorit (Klausenit).

Das einzige Vorkommen von Klausenit im Kartengebiet liegt am Ausgang des Villnößer Tales an der linken Talseite gegenüber von Sulferbruck. Er ist meistens sehr feinkörnig, von grauer bis graublauer Farbe. Stellenweise herrschen etwas gröbere Partien vor.

Makroskopisch ist nur der Feldspat sicher zu erkennen. Meistens ist er von trüber Beschaffenheit, nur vereinzelt sind hell aufglänzende Spaltflächen zu sehen. An den dunklen Bestandteilen läßt sich mit Sicherheit keine Unterscheidung treffen. Kleinste Pyritkörnerchen, wie auch einzelne Anhäufungen davon sind in den feinkörnigen Lagen ungemein häufig. Hinsichtlich der mikroskopischen Beschreibung verweise ich auf die Arbeit von Gisser (16), der diese Gesteine ausführlich beschrieben hat.

Der Kontakt zwischen Klausenit und Quarzphyllit ist durch Schutt und Vegetation verdeckt.

Dem Alter nach sind die Klausenite nach den Untersuchungen von Gisser (16) jünger als der Brixner Granit, er hält sie für echte, vorwiegend halblamprophyrische Spaltungsgesteine aus der Gesellschaft der periadriatischen Tonalitmassen.

Sander (47, S. 17) nimmt ebenfalls an, daß die Klausenite jünger sind als der Brixner Granit und hält einen genetischen Zusammenhang zwischen Brixner Granit und den Klausener Gesteinen für durchaus möglich.

Diabasporphyrit.

An der Villnößer Straße sind nahe dem Ausgang des Villnößer Tales an der linken Talseite unterhalb von Gufidaun drei schmale, parallel zueinander verlaufende Gänge eines dichten, dunkelgrauen Diabasporphyrits erschlossen, welcher ohne Kontaktwirkung den Quarzphyllit durchsetzt. Der dem Talausgang zu gelegene Gang ist 5 bis 6 m mächtig, die beiden anderen etwa 3 m.

Makroskopisch lassen sich an dem Gestein außer feinsten Pyritkörnerchen keine anderen Minerale erkennen. Mikroskopisch zeigt sich das Gestein als deutlich porphyrisch. In einer dichten Grundmasse liegen zahlreiche große und kleine Plagioklase. Sie sind zum größten Teil stark zersetzt. Einzelne lassen noch zonaren Aufbau erkennen. Zwillingsschlammellierung ist häufig. Zufolge der großen Auslöschungsschiefe (gemessen in der symmetrischen Zone) ist für die Plagioklase Labrador oder eine noch etwas basischere Mischung wahrscheinlich.

Neben den Plagioklasen, an Menge aber gegen diese zurücktretend, kommt vollkommen uralisierter Augit vor. Pleochroismus konnte nicht beobachtet

werden. Viele Körner sind von einer dunklen bis bräunlich grünen isotropen Masse ganz oder zum Teil erfüllt.

Neben Plagioklas und uralisiertem Augit findet sich in der Grundmasse fein verteilt Titaneisen in Form kleiner Leisten und Stäbchen oder in unregelmäßigen, skelettartigen Gebilden. Vereinzelt findet sich Titaneisen in den Spaltrissen der uralisierten Augite oder als deren randliche Begrenzung. Oktaedrische Erzkörnchen sind wahrscheinlich Magnetit. Fein verteilter Pyrit ist in einzelnen Gesteinspartien häufig.

Eine Altersangabe ist für diese Diabasporphyritgänge nicht durchführbar. Sander (47, S. 16) hält einen generellen Zusammenhang dieser den Quarzphyllit durchsetzenden Gänge mit den Massengesteinen von Klausen, Lüssen und Franzensfeste für wahrscheinlich.

Basalbildungen—Verrucano.

Über dem Brixner Quarzphyllit folgt an einigen Stellen eine geringmächtige Lage klastischer Gesteine (Verrucano).

Vom Eisaktal — an der Straße von Waidbruck gegen Kastluth ist sie sehr gut erschlossen — zieht sie, mit kurzen Unterbrechungen im äußersten Teil des Grödner Tales, den S-Abhängen des Grödner Tales entlang nach O, um dann südlich St. Peter unter dem die Talsohle erfüllenden Bergsturzschutt unterzutauchen.

Vorherrschende Ausbildung des Verrucanos sind Konglomerate. Sie bestehen aus Geröllen des liegenden Quarzphyllits und seiner Einlagerungen. Sehr häufig sind auch Quarzgerölle. In oberen Teilen treten nach oben hin immer zahlreicher kantengerundete, schwärzliche bis rotbraune Stücke des hangenden Melaphyrs auf. Vereinzelte Quarzphyllitgerölle sind nach Art der Flußgeschiebe abgeplattet (südlich Waidbruck). An den Hängen entlang des Grödner Tales schwankt die Mächtigkeit des typischen Verrucanos mit Quarzgeröllen stark (1—5 m). Die Gerölle haben mitunter einen Durchmesser von über 15 cm (östlich P. 960, Salames N-Seite). An der Mündung des Prem Baches, sowie westlich und östlich davon, schaltet sich zwischen Verrucano und Quarzphyllit eine Übergangsbildung ein. Sie ist dem Quarzphyllit ähnlich, nur sind die Glimmerschuppen größer und zusammenhängender. Vereinzelt finden sich darin noch Quarzgerölle, die die Geröllform deutlich zeigen, während andere länglich ausgewalzt sind, ja mitunter schon als Quarzlinsen und -Knauern erscheinen (vgl. M. M. Ogilvie Gordon (35, S. 1).

Zwischen Waidbruck und der Brücke über den Grödner Bach bei P. 579 fehlt der Verrucano anscheinend ganz. Hier überlagert die hangende Melaphyrserie den Quarzphyllit unmittelbar.

Bei den beiden großen Kehren der Straße Waidbruck—Kastluth (P. 615) liegt eine Scholle von Verrucano in Melaphyrtuffen (siehe unten).

Ein weiteres nur bedeutend kleineres Vorkommen von Verrucano liegt unterhalb von P. 2202 (im Raschötzkamm, westlich der Flitzer Scharte) unter einem gegen das Villnößertal hin vorspringenden Teil der Raschötzer Porphyryplatte. Er liegt diskordant dem Quarzphyllit auf. Im Verrucano findet sich neben sämtlichen Gesteinen der Phyllitserie, die bereits in derselben Ausbildung, wie sie uns heute vorliegen, hier schon als Gerölle auf-

treten, noch Quarz. Alle Stücke sind mehr oder weniger gut gerollt, die Größe schwankt von kleinstem Korn bis zu Stücken mit 30 und 40 cm im Durchmesser. Es treten aber auch Partien auf, in denen die einzelnen Stücke keine Rollung zeigen, sie bilden ein sperriges Durcheinander von großen und kleinen Stücken, die durchwegs den Gesteinen der Phyllitserie entstammen. Das Bindemittel ist sandig glimmerig.

Verrucanofallstücke liegen im Bergsturzmateriel, das aus dem Kammstück Flitzer Scharte—Inner-Raschötz gegen das Villnöfer Tal niedergebrochen ist. Anstehend konnte der Verrucano hier nicht gefunden werden.

Ebenso finden sich Verrucanofallstücke im oberen Teil des Genoier Baches, doch konnte auch hier das Anstehende nicht gefunden werden, da die Grenze zwischen Quarzphyllit und Quarzporphyr vielfach durch Schutthaldden oder Bergsturmassen verdeckt ist.

Im Verrucano treten nur Quarzphyllitstücke, Quarz und in oberen Teilen auch Melaphyr auf, Klausenit und Quarzporphyr fehlen vollkommen.

Über dem Verrucano folgen an der Basis der Raschötzer Porphyryplatte allmählich sich aus diesem entwickelnd dunkle, grau-violette bis rötlich-graue Tuffe, die zum überwiegenden Teil aus kleineren Quarzkörnern bestehen, daneben enthalten sie noch kleine Biotitschüppchen. Ganz vereinzelt treten noch kleine Quarzphyllitstückchen als Einschlüsse auf. Zwischengeschaltet sind diesen dunklen Tufflagen dünnere, hellere Lagen desselben Materials; dadurch entsteht eine leichte Lagenstruktur. Die erschlossene Mächtigkeit dieser Tuffe beträgt 6—8 m.

Über den Tuffen folgt zunächst, der Übergang ist nicht erschlossen, violetter Porphyr, enthaltend Quarz, Feldspat und reichlich Biotit, über den sich erst dann die mächtige Raschötzer Porphyryplatte aufbaut.

Im Genoier Tal stehen an der Porphyrbasis Tuffe in ähnlicher Ausbildung an. Es treten auch hier helle Lagen auf, die fast durchwegs aus stecknadelkopfgroßen Quarzkörnern bestehen, die durch ein sandiges, etwas Biotit enthaltendes Bindemittel sehr lose verkittet sind. Einzelne festere Partien dieser hellen Tuffe enthalten reichlich Biotit und etwas Erz. Die Tuffe liegen dem Quarzphyllit diskordant auf.

Über diesen Tuffen folgen zunächst biotitreiche Lagen des Raschötzer Porphyrs, der Biotitgehalt nimmt dann nach oben hin rasch ab.

Melaphyr und Melaphyrtuff.

Hauptverbreitungsgebiet dieser Gesteinsfolge ist die Umgebung von Waidbruck, das linke Talgehänge gegen Eisak und Grödner Tal. Nach seinem Vorkommen bei der Trostburg oberhalb Waidbruck ist dieser Melaphyr unter dem Namen Trostburg-Melaphyr bekannt. Am besten erschlossen sind diese Gesteine entlang der Straße Waidbruck—Kastluth. Überwiegend sind es dunkle, verschieden farbige Tuffe, denen geringmächtige Lavalagen, schwärzlichbrauner Melaphyr, zwischengeschaltet sind. Eine bis 40 m mächtige Lavabank zieht von der Trostburg oberhalb Waidbruck am linken Hang des Eisak Tales gegen S. Sie bildet am Hang eine kleine Wandstufe. Ein kleines Lavavorkommen liegt an der Straße nach Kastluth bei Schied (P. 679). Die Tuffe sind von schwarzer, dunkelgrüner, dunkelrötlich-violetter Farbe und meist feinkörnig. Größere, klastische Lagen treten besonders in basalen

Teilen, durch Melaphyrtrümmer bedingt, auf. Diese entwickeln sich im allmählichen Übergang aus dem liegenden Verrucano. Unter den feinkörnigen Tuffen kommen auch solche vor, die reichlich bis stecknadelkopfgroße Quarzkörner enthalten (östlich Waidbruck).

Bei P. 615 der Straße nach Kastluth liegt in den Tuffen eine Scholle von Verrucano. Sie scheint bei der Melaphyreruption mit emporgerissen worden zu sein.

Nächst der Trostburg hat die melaphyrische Gesteinsfolge eine Mächtigkeit von über 250 m. Am linken Talhang des Grödner Tales nimmt diese jedoch rasch ab. Mehrfach ist sie hier nur mehr wenige Meter mächtig.

Quarzporphyr und Quarzporphyrtuff (mit Einlagerungen).

Der Quarzporphyr und seine Tuffe bilden den Sockel der auflagernden Sedimentgesteine. Er ist ein Teil der großen Bozner Porphyrrplatte. Der Quarzporphyr bildet eine große Mulde, deren S-Flügel fehlt. Der N-Flügel hebt sich hoch heraus und bildet den Bergzug des Raschötz (2282 m), um dann rasch bis ins Grödner Tal abzustiegen. Südlich des Grödner Tales baut er die Höhen nördlich und westlich Kastluth—Seis—Völs auf. Das Schichtfallen geht dabei allmählich aus reinem S-Fallen in söhlige Lagerung und O-Fallen über. Südlich der Tierser Linie, einer annähernd O—W streichenden steilgeneigten Störungsfläche, steigt der Quarzporphyr wieder hoch empor zu den Höhen am Westfuß des Rosengarten.

Diesen Sockel setzen im wesentlichen zwei Lavadecken und eine sie trennende Tuffserie zusammen.

Die liegende Lavadecke, in ihrer Ausdehnung wesentlich geringer als die hangende, liegt unmittelbar über der Trostburg-Melaphyrserie. Oberhalb der Trostburg greifen die hangenden Quarzporphyrtuffe bis auf die Melaphyrtuffe herab. Die Lavadecke wird dadurch in zwei Teile getrennt, der eine zieht am linken Eisaktalhang entlang, der andere steht am südlichen Berghang des äußeren Grödner Tales an. Ein Zusammenhang beider unter Tag ist wahrscheinlich.

Die Farbe dieses Quarzporphyrs ist karminrot. Im allgemeinen enthält er ziemlich viel Feldspat und Biotit. Er unterscheidet sich dadurch — besonders durch den Biotitgehalt — vom hangenden Quarzporphyr (Kastluther Porphyr).

Liegender und hangender Quarzporphyr werden durch eine mächtige Tuffbildung getrennt. Sie tritt landschaftlich als eine fruchtbare breite Terrasse zwischen den Steilabfällen der Lava oberhalb und unterhalb deutlich hervor. Die Tuffe ziehen von St. Vigil, westlich Seis über St. Oswald, Tisens, Tagusens ins Grödner Tal. Östlich der Höfe In den Löchern (östlich des Prem Baches) keilen sie ziemlich rasch aus und verschwinden unter den Bergsturzmassen im Grödner Tal südlich von St. Peter.

Die Tuffe sind meist lichtrot gefärbt; grünliche, graue, seltener auch schwärzliche, dann meist feinkörnige kommen vor. Sie sind zum Teil feinkörnig, sandsteinartig, zum Teil grobkörnig mit großen Quarzporphyrgeröllen (Tuffkonglomerate). Die Gerölle besitzen meist Faustgröße, doch kommen auch, besonders in liegenden Teilen kopfgroße und noch größere Blöcke von Quarzporphyr vor. In den feinkörnigen Tuffen, treten Lagen auf, die fast

ausnahmslos aus gerundeten Quarzkörnern bestehen (z. B. am Prem Bach in einer Höhe von 900 m). Kreuzschichtung ist fast überall zu beobachten. Sie tritt besonders hervor, wenn feinkörnigen Tuffen Geröllschmitzen eingeschaltet sind.

Am Prem Bach sind oberhalb der Brücke bei 900 m die Tuffsandsteine von zahlreichen Harnischflächen durchsetzt, die mehr oder weniger mit Hämatit bedeckt sind.

Am Weg von Tisens nach Tagusens treten im Quarzporphyrtuff Lagen auf, die ziemlich häufig Phyllitstücke führen.

Der hangende Porphyry (Kastlruther Porphyry) ist von weinroter Farbe, vom liegenden Porphyry (siehe S. 9) durch das Zurücktreten von Feldspat und Biotit unterschieden.

Der nördlich des Grödner Tales auftretende Raschötzer Porphyry wird als gesonderter, älterer Erguß aufgefaßt, jedoch sind irgendwelche eindeutige Aufschlüsse, die diese Annahme bestätigen würden, nicht vorhanden. Vielmehr scheint sich die den Raschötz aufbauende südfallende Porphyryplatte im Salames südlich des Grödner Tales fortzusetzen.

Der Raschötzer Porphyry baut das Kammstück zwischen Außer-Raschötz und der Brogles Alm auf und zieht von hier bis nahe an den Grödner Bach herab; bei Pontives bildet er die Sohle des Grödner Tales. Im O bildet das Val Anna seine ungefähre Grenze, im W ist der Außer-Raschötz (2282 m) der am weitesten talaus vorspringende Punkt, der noch von Quarzporphyry gebildet wird. Der Raschötzer Porphyry ist von hellgrauer bis hellbrauner Farbe, gegen die Brogles Alm und gegen das Grödner Tal sind rote bis violette Töne häufig. Stellenweise tritt auch leichte Grünfärbung auf.

Gegen N bricht die Raschötzer Porphyryplatte nahezu senkrecht ab. Ungefähr in der Mitte dieser Porphyrywand ist eine kleine vorspringende Terrasse, die von einer hellen, rötlichen Porphyrylage gebildet wird. In dieser hellen Lage kommen bis zu 5 cm dicke Bänder eines gelbbraunen, oft auch roten und grünlichgrauen Hornsteins vor. Ähnliche kleine Hornsteinlagen treten auch an der N-Seite des Salames auf.

Die Mächtigkeit der Raschötzer Porphyryplatte beträgt etwas über 300 m.

Ungefähr halbzeit am Wege von Tagusens nach Tisens steckt an der Untergrenze des hangenden Quarzporphyrs ein kleiner Vitrophyry-(Pechsteinporphyry-) Stock. Er ist an der Steilwand, mit der der Porphyry zu den Tuffen abbricht, erschlossen. Seine schwärzliche Farbe wird durch die schwarze glasige Grundmasse hervorgerufen, in der große helle Quarze stecken. Der Vitrophyry steckt stockförmig im hangenden Quarzporphyry. Seine Basis ist durch Schutt und Vegetation verdeckt. An der Obergrenze schaltet sich eine 1–2 m dicke Tuffschicht zwischen ihn und den Quarzporphyry.

Östlich St. Cyprian (im Tierser Tal) liegt eine andere Einschaltung im Quarzporphyry. Am kleinen Bach, der die Traunwiese gegen S begrenzt, ist bei 1280 m ein porphyrisches Gestein erschlossen, das makroskopisch in grauer bis grünlichgrauer Grundmasse neben 1–2 mm großen wohlausgebildeten Feldspatkristallen noch vereinzelt stark zersetzte Augite zeigt.

Unter dem Mikroskop erkennt man in dichter, feinkörniger Grundmasse einzelne leistenförmige größere Querschnitte von Feldspäten, die jedoch größtenteils stark zersetzt sind. In der Grundmasse sind neben winzigen Quarzen noch vereinzelt kleine Feldspäte vorhanden.

Das Verhältnis dieses Einschlusses zum umgebenden Quarzporphyr läßt sich wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht näher untersuchen. Gleichartige Gerölle liegen mehrfach am Wege oberhalb der Hütte 1321 m. Das Gestein ist um so augenfälliger, als der Quarzporphyr hier sehr quarzreich ist, wobei die Quarzkörner ziemliche Größe erreichen. Auf der Karte wurde das Vorkommen wegen seiner Kleinheit nicht eingetragen.

Grödner Sandstein (mit Basisbildungen).

Der Grödner Sandstein folgt im N und W über St Ulrich—Kastluth—Völs geschlossen dem Verbreitungsbereich des Quarzporphyrs. Er wird südlich Tiers am Brei Bach von der Tierser Linie abgeschnitten. Am W-Fuß des Rosengarten schaut er in zwei kleinen Anrissen am Weißen Bach und bei der Baumann Schwaige unter den mächtigen Schuttbildungen vor.

Der Grödner Sandstein überlagert den Quarzporphyr ohne scharfe Grenze. Teils löst sich der Quarzporphyr, gleichsam als Verwitterungsbildung, nach oben hin in Sandstein auf, es kommt zuerst zur Auflockerung des Porphyrs, dann zur Bankung und schließlich zur Feinschichtung, teils schalten sich zwischen Porphyr und Sandstein Geröllagen dazwischen, nach Art jener der Quarzporphyrtuffe.

In der Umgebung von St. Michel—Kastluth, wo der Grödner Sandstein stellenweise weit auf die flach S-fallende Porphyrrplatte in dünnen Lappen und kleinen, oft abgetrennten Fetzen hinaufreicht, liegen zahlreiche Gerölle von Quarzporphyr herum. Sie sind hier aber wohl eher aus Grundmoräne, die hier Quarzporphyr als Hauptgeschiebe führt, als von basalen Konglomeratlagen zu beziehen.

Am Straßer Bach bei St. Konstantin sind Konglomeratlagen erstmals erschlossen. Über Konglomeraten mit bis faustgroßen Geröllen von Quarzporphyr folgen solche mit kopfgroßen und größeren Geröllen. Das Bindemittel ist sandig-tuffig. Darüber entwickelt sich ziemlich unvermittelt der Grödner Sandstein.

Westlich des Völser Weiher sind diese Bildungen am mächtigsten und verbreitetsten. Gegen S nimmt die Mächtigkeit bald wieder ab, bei Ums beträgt sie noch etwa 5 m, unterhalb des Felseck Hofes 2—3 m, ebenso bei Tiers.

Der Grödner Sandstein selbst ist leuchtend rot gefärbter Quarzsandstein. Glimmer kommt nur als untergeordneter Bestandteil vor.

Im Bereich des Grödner Tales erreicht der Grödner Sandstein seine Hauptverbreitung in den flachen Mulden, die von der Brogles Alm in bedeutender Breitenerstreckung gegen St. Ulrich herabziehen, dann bei St. Ulrich — die Ortschaft selbst liegt zum Teil auf Grödner Sandstein — und an den Hängen westlich St. Ulrich talaus bis an die Einmündung des Pufler Baches.

Die Farbe des Grödner Sandsteines ist hier vorwiegend rot, doch kommen auch violette, blaugrüne und fast weißliche Lagen vor. Zwischengeschaltet sind öfters graue und graugrüne tonige Lagen. Kreuzschichtung ist in den Sandsteinen manchmal zu beobachten.

Ein weiteres Vorkommen von Grödner Sandstein ist an der linken Talseite des Villnößer Tales gegenüber St. Peter. Zu unterst ist hier roter, mehr oder weniger feinkörniger Sandstein, der einzelne dünne Lagen bildet. Eine

mittlere Zone wird von weißlichem bis grauem Sandstein gebildet, der häufig Kreuzschichtung zeigt. Im Hangenden folgt wieder roter Grödner Sandstein. Die Gesamtmächtigkeit beträgt hier etwa 80 m.

Bei P. 1084 der Straße von Kastluth nach Seis stehen an der Untergrenze des Grödner Sandsteines feine rote Tone an.

Gegen die hangenden Bellerophon-Schichten schalten sich andersfarbige, helle, graue und bräunliche Sandstein- und Mergellagen dazwischen.

Bellerophon-Schichten.

Durch Zurücktreten der roten Sandsteinlagen und Wechsellagern mit grauen und gelblich-bräunlichen Sandsteinen und Mergeln entwickeln sich die Bellerophon-Schichten.

Sie sind meist schlecht erschlossen. Grödner Sandstein und Bellerophon-Schichten sind auf der Hochfläche von Kastluth—Völs—Tiers die Hauptträger des Wiesen- und Ackerlandes. Außerdem bilden sie den Fuß der steiler aufragenden überlagernden Schichten. Sie sind von deren Schutt vielfach bedeckt.

Nordöstlich von St. Ulrich folgen die Bellerophon-Schichten im engsten Anschluß an das Verbreitungsgebiet des Grödner Sandsteins. Sie bauen die unteren Teile der W- und NW-Abstürze der Seceda und des Mte. Ballest auf. Vom Mte. Ballest ziehen sie hinab bis ins Grödner Tal, wo sie beim Weiler Poz auf die S-Seite des Tales übergreifen.

Bäche und kleine Rinnale haben in diese sehr steilen Hänge tiefe Rinnen gerissen, die guten Einblick in den Aufbau der Bellerophon-Schichten gewähren. Sie gehen in allmählichem Übergang aus dem Grödner Sandstein hervor. Es sind zunächst graue bis graugrüne, sandige Mergel und Mergel, die zahlreiche kleinere und größere Gipslagen und -bänke enthalten. Gegen oben folgen Rauhbacken mit noch einzelnen dünneren Gipslagen, an die sich schließlich helle und dunkle, oft stark bituminöse Kalke anschließen. Die Mächtigkeit der Bellerophon-Schichten beträgt hier ungefähr 150 m, wobei auf die gipsführenden Schichten ungefähr zwei Drittel entfallen.

Am Abhang westlich des Kuka Sattels stehen nahe bei P. 1791 Zellenkalke in einer Mächtigkeit von ungefähr 30 m an. Sie sind tektonischen Ursprungs. Sie bilden die Basis der Pitschbergüberschiebung.

Im Graben, der von Plesch d'Inaz in nordwestlicher Richtung gegen den Pitschberg hinaufzieht, stehen ebenfalls Bellerophon-Schichten an. Es sind graue Mergel mit feinen Gipszwischenlagen, drüber folgen weiß geäderte, dunkelbraun anwitternde, bituminöse Kalke und Kalksandsteine.

Südlich des Grödner Tales folgen die Bellerophon-Schichten einerseits dem Verbreitungsbereich des Grödner Sandsteins, andererseits treten sie am N-Abfall der Seiser Alm an der hier entlang ziehenden Überschiebung als unterste Schichte der Hangendscholle auf. Im Fassa, zwischen Mazzin und Campestrin (und an der Mündung des Udai Tales) kommen sie als tiefstes Glied der antiklinalen Aufwölbung am Fuße des Mte. Dona zum Vorschein.

In jenem, dem Grödner Sandstein folgenden Streifen werden die Bellerophon-Schichten hauptsächlich durch Sandsteine (meist rauhbackig), Mergel und Rauhbacken vertreten. Lediglich südlich St. Ulrich, an den Hängen von

Überwasser, zeigen Fallstücke schwarzen Kalkes mit *Bellerophon* sp. das Vorhandensein desselben an. Gips ist nur sehr spärlich vertreten.

Westlich Kastluth beginnen die Bellerophon-Schichten mit grauen und grünlich-grauen, sandigen Mergeln, denen schwarze, tonige Mergel, helle Kalke und Rauhwacken eingelagert sind. Es folgen darüber in Wechselagerung gefaltete Tone mit Gips und wieder schwarze Mergel. Sie werden bei Schgagul von 5 m mächtigem, rotem Sandstein, der ganz das Aussehen des Grödner Sandsteines hat, überlagert. Es folgen graue und schwarze Tone. Hangende Lagen von kalkigen Mergeln bilden den Übergang zu den Werfner Schichten.

An der Störungsfläche der Tierser Linie im Tierser Tal grenzen die Bellerophon-Schichten unmittelbar an Quarzporphyr. Es sind helle, plattige Mergelkalke, gelblichgraue Mergel und Rauhwacken.

Am W-Fuß des Rosengarten sind Bellerophon-Schichten unterhalb der „Bergler Hütte“ und unterhalb der „Kölner Hütte“ erschlossen. Hier sind es dunkle oolithische Kalke, dort Mergel, Rauhwacken und Gips.

Zwischen Mazzin und Campestrin im Fassa stehen schwarzgraue Mergel und helle Rauhwacken an, an der Mündung des Udai Tales auch schwarze Kalke, die ziemlich reichlich Fossilien führen, besonders Algen und kleine Muscheln.

Die an der Basis der Überschiebung im Grödner Tal anstehenden Bellerophon-Schichten sind nur nächst Pufels und westlich Pilat gut erschlossen. Neben sandigen Mergeln kommen auch nächst Pufels schwarze Kalke sowie gelblichgraue Dolomite vor. Es ist möglich, daß die Fallstücke schwarzen Kalkes bei Überwasser aus diesem Horizont stammen.

Werfner Schichten.

In allmählichem Übergang folgen über den Bellerophon-Schichten die Werfner Schichten. Sie sind ein im allgemeinen 200–300 m mächtiger Komplex mergelig-kalkiger Schichten, die mitunter sandig verunreinigt sind. Die Schichtflächen weisen meist Glimmerbelag auf. In unteren Teilen herrschen mehr graue Mergel und Mergelkalke vor (Seiser Schichten), in oberen mehr rote (Campiller Schichten). Doch tritt auch in basalen Teilen Rotfärbung auf, so nächst Salegg bei Seis. Hier führen die Schichten reichlich Pflanzenreste, die sich bis zu kleinen Kohlenschmitzen anreichern.

Nördlich des Grödner Tales ist das Hauptverbreitungsgebiet der Werfner Schichten im Bereich der Seceda, des Mte. Baltest und vor allem an den Hängen, die vom Pitschberg gegen das Grödner Tal und den Cisles Bach herabziehen. Ihre Mächtigkeit beträgt hier ungefähr 300 m, stellenweise sogar bis gegen 350 m. Eine sichere Abgliederung in untere Seiser und obere Campiller Schichten ist wegen des Fehlens des Kokenschen Konglomerates nicht durchführbar.

Die Seiser Schichten entwickeln sich ganz allmählich aus den Bellerophon-Schichten. Es sind graue bis graubraune, dünn-schichtige bis dünnbankige, kalkig-mergelige Schichten. Sie sind manchmal leicht wellig. Gegen oben zu herrschen rote bis rotviolette Schichten vor (Campiller Schichten).

Westlich des Mte. Baltest ist in den oberen Teilen der hier violetten Campiller Schichten eine dünnbankige Lage (5–10 cm) von grauen und rötlichen

Kalken eingelagert, welche ganz erfüllt von kleinen Gastropoden ist (Gastropodenoolith). Im Fassa ist derselbe mergelig entwickelt (westlich Fontanaz).

An der Obergrenze der Werfner Schichten tritt mit ziemlicher Beständigkeit eine Konglomeratlage auf. Sie wurde von Richthofen (43) bei Pufels und Bad Ratzes erstmals beschrieben. Sie tritt im Tierser Tal ebenso wie bei Campitello im Fassa auf. Über dem Konglomerat folgen meist etwa 10—20 m mächtige, rote Mergel, gleich denen im Liegenden. Die stratigraphische Zugehörigkeit des Konglomerates (Richthofen'sches Konglomerat) zu den Werfner Schichten wurde von einigen Autoren geleugnet. Mojsisovics, Diener, Phillip, Arthaber und Ogilvie Gordon stellten es zusammen mit den überlagernden Mergeln zum Unteren Muschelkalk, Richthofen, Wittenburg und Weller zu den Werfner Schichten. Für die Zuordnung zum Unteren Muschelkalk waren paläontologische Gesichtspunkte maßgebend, während vielerorts diese Gesteine mehr den Werfner Schichten ähnlich sind.

Eine Lage solchen Muschelkalkkonglomerates, die noch in obersten Horizonten der Campiller Schichten liegt, ist am S-Abhang des Pitschberges erschlossen. Ihre Mächtigkeit beträgt 6—8 m. Die einzelnen Bestandteile sind gut gerollt, ihre Größe schwankt von feinstem Korn bis zu Faust-, ja manchmal sogar Kopfgröße. Grobgeröllige Lagen wechseln mit feinkörnigen ab. Das Material ist fast zur Gänze den Werfner Schichten entnommen. Vereinzelt finden sich Stücke aus den Bellerophon-Schichten. Das Bindemittel ist sandig-kalkig.

Ein ganz ähnliches Vorkommen von Muschelkalkkonglomerat ist östlich des Mte. Ballest nahe bei P. 1999.

Die große Mächtigkeit der Werfner Schichten am Morinser Berg östlich Kastluth geht vielleicht auf die hier auslaufende Überschiebung zurück, die an den N-Abhängen der Seiser Alm entlang zieht.

Oberhalb P. 1468, an der S-Seite der Kesselschneide (Tierser Tal), ist knapp unterhalb des Kammes des gegen St. Cyprian hinunterführenden Rückens eine offene Kluft in den Werfner Schichten. Sie zieht über 100 m weit am Hang waagrecht entlang. Ihre Bildung steht wohl in Zusammenhang mit der ziemlich starken tektonischen Bearbeitung des Gesteins an der von der Bärenfalle herüberziehenden Störung.

Unterer Muschelkalk.

Der Untere Muschelkalk beschränkt sich auf die grauen, bräunlichgrauen und schwärzlichen Schichten an der Basis des Mendoldolomites. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 3 und 10 m. Im N ist sie im allgemeinen größer als im S.

Zunächst über den roten Werfner Schichten liegen gelblichbräunliche, sandige Mergel. Durch Zunahme des Kalkgehaltes gehen sie in dünnblättrige bis dünnbankige, meist bituminöse und dann schwärzliche Kalke über, vereinzelt auch in Dolomite. Gegen den hangenden Mendoldolomit nimmt die Dicke der Bänke und der Dolomitgehalt allmählich zu.

Am O-Abhang des Pitschberges folgen über dem Muschelkalkkonglomerat rote, feinblättrige Kalke, die noch einzelne 2—3 cm mächtige, feinkörnige

Konglomeratlagen enthalten. An diese etwa 3 m mächtigen roten Kalke schließen dann harte, graue, bräunlich anwitternde dünnbankige Kalke in einer Mächtigkeit von 8 bis 10 m an. Die oberen Muschelkalklagen werden bereits dolomitischer und dickbankig und leiten ziemlich rasch, aber ohne scharfe Grenze in den Mendeldolomit über. An den W- und NW-Abhängen der Seceda und des Pitschberges, dann gegen den Cisles Bach hin und vor St. Christina ist die Ausbildung des Muschelkalkes überall dieselbe, nur fehlen die tieferen roten Kalke stellenweise. Es treten dann lediglich graue und grauschwarze, meist etwas bituminöse Kalke auf.

Am Weg von Plesch d'Inaz zum Lec Sant sind innerhalb des Muschelkalkes geringmächtige, hellgraue Lagen mit kleinknolliger, welliger Oberfläche erschlossen.

Eine etwas abweichende Entwicklung des Unteren Muschelkalkes liegt im Fassa vor. An den Hängen westlich Campitello—Fontanaz treten unter dem Mendeldolomit ziemlich mächtige, hell- bis dunkelgraue Dolomite auf. Sie sind mitunter von Kalzitadern durchzogen. Dazu kommen hellbräunliche Dolomite mit von Kalzitdrusen erfüllten Hohlräumen. Mutschlechner (33) beschreibt ähnliche Dolomite von den Abhängen der Rodella. Er stellt sie zu den Bellerophon-Schichten, da sie an einer Stelle zusammen mit fossilführenden Bellerophonschichten vorkommen. Westlich Campitello ist aber das Verhältnis dieser Dolomite zum Mendeldolomit ein so inniges, der Übergang ein ganz allmählicher, so daß dem Verfasser hier eine Zuordnung zum Unteren Muschelkalk zweckmäßiger erscheint. Auch ist nicht einzusehen, wieso in einem Gebiet, in dem die weichen und schmiegsamen Werfner Schichten in reichem Maße vorhanden sind, gerade zwischen zwei starren Dolomitmassen die Hauptbewegungsflächen liegen sollten. Schließlich sei auch noch erwähnt, daß in den Bellerophon-Schichten bei Mazzin-Campestrin und in Val d'Udai derartige Dolomite nirgends auftreten.

Mendel- (Sarl-) Dolomit.

An der Obergrenze des Unteren Muschelkalkes nimmt die Dicke der Schichtbänke von wenigen Zentimetern rasch auf 1 m und mehr zu. Es entwickelt sich ein heller, poröser, in mittleren Teilen ungebänkter kristallinischer Dolomit. Bruchstücke zeigen häufig Abdrücke von Diploporen. Gegen die hangenden Buchensteiner Schichten tritt wieder dasselbe Verhältnis ein, wie zu dem liegenden Muschelkalk, deutliche Bankung. Die Mächtigkeit der Bänke nimmt rasch ab, vereinzelt auch der Dolomitgehalt. Es folgen in diesen Fällen meist dunkle, graue und graubraune, im ganzen 2—3 m mächtige Kalke. Die Dicke der einzelnen Schichten schwankt von wenigen Zentimetern bis 1 dm (Oberer Muschelkalk). Gewöhnlich stellen sich jedoch über den obersten dünnen Dolomitbänken gleich die Buchensteiner Schichten ein. Die Mächtigkeit des Mendeldolomits liegt um 100 m.

Nördlich des Grödner Tales ist das Hauptverbreitungsgebiet des Mendeldolomits einerseits in den Steilhängen zwischen Seceda und Pitsch Berg und von hier weiter gegen den Cisles Bach, anderseits in großer horizontaler Erstreckung westlich des Pitsch Berges. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 30 und 50 m. Aus dem umgebenden Gestein hebt er sich als helle Zone deutlich hervor.

Etwas kleinere, im Landschaftsbild durch schroffe Formen sich abhebende Mendeldolomitvorkommen liegen westlich von St. Christina und bei den Höfen von Plesch d'Inaz.

An der N-Seite des Schlern schaut der Mendeldolomit nur an einigen Stellen aus dem riesigen Schuttmantel vor, so im Hauensteiner und Vigiler Wald, am Völser Bach, weiters am Schlern Bach und südlich davon.

An der Störung am Ausgang des Tschamin Tales ist der Mendeldolomit stark zertrümmert, einzelne Lagen sind mylonitisch.

Wo die Buchensteiner Schichten nicht oder nur undeutlich entwickelt sind, geht der Mendeldolomit bei Ansicht aus der Ferne unmittelbar in Schlerndolomit über (Felseck, Tschager Kemmet, Tschamin Spitzen S-Seite, Vajolet Türme W-Seite, siehe unten).

Im Landschaftsbild tritt der Mendeldolomit deutlich hervor. Meist kommen seine Ausstriche in die Waldregion zu liegen; es hebt sich die weißliche Felswand scharf aus dem Grün des Waldes heraus.

Buchensteiner Schichten.

Waren die älteren Schichten im ganzen Gebiet ziemlich gleich entwickelt, so setzt zur Buchensteiner Zeit jene große Faziesdifferenzierung ein, die die Südtiroler Dolomiten und besonders das Gebiet der Seiser Alm berühmt gemacht hat.

Am N- und W-Abfall der Seiser Alm und am N-Fuß des Schlern beginnen die Buchensteiner Schichten mit dünnblättrigen bituminösen, mergeligen Kalken von geringer Mächtigkeit. Über ihnen folgen graugrünliche Knollenkalke, denen häufig bis zu 20 cm dicke Lagen von Pietra verde eingeschaltet sind. Auch dolomitische, rauchgraue, teils geschichtete, teils ungeschichtete Lagen treten auf (bei Bad Ratzes). Im Hangenden der Knollenkalke kommen auch bituminöse, mergelige, bräunlich anwitternde dünnblättrige Kalke vor (bei P. 1466, östlich Bad Ratzes).

Im Bereich der Seiser Alm werden die vornehmlich aus Knollenkalken bestehenden Buchensteiner Schichten von der mächtigen Augitporphyrserie überlagert (Laven und Tuffe). Im Saltrie Tal, an den N-Abhängen des Wolfenbühl und Piz Berges sind denselben, mit den liegenden Sedimentgesteinen in gleichsinniger Lagerung, große Schollen von Knollenkalk (untergeordnet auch Agglomerate) eingelagert. Ihre Ausstriche lassen sich kilometerweit verfolgen. Am Puflatsch werden die Buchensteiner Schichten, die zunächst den Mendeldolomit überlagern, westlich der Fortschelle, wo dieser verschwindet, rasch geringmächtiger. Sie liegen hier in Augitporphyr. Mit 2 m Mächtigkeit schneiden sie im Graben unter P. 2059 plötzlich ab.

Für einzelne Fälle kann ohne weiteres angenommen werden, daß Lagergänge des Augitporphyrs in die Buchensteiner Kalke eingedrungen sind. Für große Teile aber der in Augitporphyr liegenden Buchensteiner Schichten spricht die gleichmäßige Lagerung, der Zusammenhang auf große Strecken, die Mächtigkeit der liegenden augitporphyrischen Gesteine sowie das Fehlen stärkerer Kontaktmetamorphose eher für sedimentäre Zwischenlagerung.

Die kleinen Schollen von Buchensteiner Schichten am Fromm Bach und im Tale des Frötsch Baches sind bei den Eruptionen mit emporgerissen worden.

Die Buchensteiner Schichten, überwiegend Knollenkalke, lassen sich von den W-Abhängen der Seiser Alm bis an den N-Fuß der Santner Spitze geschlossen verfolgen. An der N- und W-Seite des Schlern sind sie unter Gehängeschutt verdeckt. Nur gelegentliche Gerölle von Knollenkalk zeigen auch hier ihr Vorhandensein an. Im Weißenbach Graben, südlich von Seis, sind solche verhältnismäßig zahlreich, im Schlern Graben östlich Ums sehr selten anzutreffen.

Am Felseck und Tschafon, nördlich Tiers, fehlen eigentliche Buchensteiner Schichten ganz. Sie werden hier durch dünnbankige (0.5–1 dm), dichte, weiße Dolomite ersetzt. Am Felseck nähern sie sich derart dem Aussehen und Verhalten von Mendel- und Schlerndolomit, daß hier auch die Schichtterrasse zwischen beiden, die sonst die Buchensteiner Schichten stets bilden, verschwindet. An der S-Seite des Tschafon setzen die Buchensteiner Schichten, gegen O immer deutlicher werdend, wieder ein. Im Steger Tal (ober Weißlahnbad) kommen wieder, zunächst untergeordnet, Knollenkalke hinzu. Eine deutliche Wandstufe bildend, ziehen die Buchensteiner Schichten am Fuße der S-Abstürze des Schlern ins Tschamin Tal, wo sie immer wieder unter Schutt vorschauen.

Im Tschamin Tal sind Knollenkalke am Weg bei 1500 m erschlossen. Das Streichen ist O—W, das Fallen annähernd gleichsinnig dem Hang.

An der S-Seite der Gsell Spitze vertreten wieder dichte, dünnbankige, weiße Dolomite die Buchensteiner Schichten. Sie bilden ein schmales, steil geneigtes Band in der Felswand. An den Schichtfugen tritt mitunter leichte Grünfärbung auf, was wohl auf einen leichten Anflug von Pietra verde zurückgeht. Die Mächtigkeit der Dolomite beträgt ungefähr 10 m. Ihr Streichen ist N 80° W, das Fallen 20° N.

Beide Aufschlüsse, der am Weg ins Tschamin Tal und der an der Gsell Spitze, zeigen ein Einfallen annähernd gleichsinnig dem Hang. Mangel an Aufschlüssen und unübersichtliches Gelände (Bergwald) verhindern die genaue Verfolgung des Ausstrichs der Buchensteiner Schichten im Zwischenstück an der S-Seite des Tschamin Tales.

Östlich der Gsell Spitze, am S-Abfall der Tschamin Spitzen werden die Buchensteiner Schichten wieder Mendeldolomit, bzw. Schlerndolomit ähnlicher. Nur im frischen Bruch geben sie sich fallweise noch zu erkennen.

An der W-Seite der Vajolet Türme zeigen vielleicht drei kleine Augitporphyrgänge die ungefähre Lage der Buchensteiner Schichtfuge an. Ein weiterer kleiner solcher Gang schaut an der W-Seite der Vajolet Scharte aus dünnem Gehängeschutt vor.

Von der W-Seite der Laurinswand an südwärts nehmen die Buchensteiner Schichten wieder rasch an Mächtigkeit zu. Sie bilden hier die berühmte Wandstufe an der W-Seite des Rosengarten. Zunächst auf dem noch schmalen Band, kommen mehr oder weniger von Schutt bedeckt, nächst der Kölner Hütte die Buchensteiner Schichten zum Vorschein, über dem Mendeldolomit zunächst dünne, meist dunkelgefärbte Mergel- und Dolomitlagen, vereinzelt auch ockerfarben anwitternd, darüber Breccien und Konglomerate, die vornehmlich Dolomitgerölle führen und Dolomitsandsteine. Obere Teile sind durch Schutt verkleidet.

Ähnlich wie an der S-Seite der Gsell Spitze und der Tschamin Spitzen sind die Buchensteiner Schichten im Vajolet Tal ausgebildet. Nördlich der

Vajolet Hütte, bei der Quellwasserfassung für dieselbe, liegt in ihrer Höhe ein kleiner Augitporphyrgang.

Erst an der S-Seite von Aut da Monzon erlangen sie wieder größere Mächtigkeit, doch sind sie von Gehängeschutt stark verdeckt.

Westlich Campitello, mit der Annäherung an das Verbreitungsgebiet des Augitporphyrs, nehmen auch wieder dessen Einflüsse zu. Wie am N-Abfall der Seiser Alm, treten auch hier neben Knollenkalke feine, teils aber auch grobkörnige Agglomerate häufig auf. Die Zusammensetzung schwankt von fast reinen Lavabreccien bis zu fast reinen Kalkbreccien und Konglomeraten. Dolomite und stark bituminöse dünnblättrige oder auch knollige Lagen kommen dazu. In hangenden Teilen der Buchensteiner Schichten zeigen sich Anklänge an die Ausbildung nächst der Kölner Hütte, es treten rauchgraue, sandige Dolomite mit kugeligen Konkretionen auf.

Im Innern der Seiser Alm stehen Buchensteiner Schichten lediglich am Saltrie Bach südlich der Feger Schwaige (1759 m) an. Am Bach sind es Kalke und Dolomite, am rechten Berghang (Comun Weiden) bei P. 1827 Agglomerate, Pietra verde und Knollenkalke.

Nördlich des Grödnertales, im Bereiche der Geißler Spitzen, sind die Buchensteiner Schichten zur Hauptsache mehr oder weniger dünnbankige Kalke von graugrüner Farbe mit zahlreichen von roter und grüner Mergelsubstanz überzogenen Hornsteinknollen. Pietra verde-Zwischenlagen bis zu 15 cm Dicke wurden hier beobachtet. Darüber treten oft dunkle, dünnplattige, etwas bituminöse Kalke mit dünnen Mergelzwischenlagen auf. Vereinzelt kommen auch darin Pietra verde-Zwischenschaltungen vor.

Die Buchensteiner Schichten bei Plesch d'Inaz und bei St. Christina sind Knollenkalke mit buntem Mergelüberzug.

Augitporphyr und Augitporphyrtuffe.

Unter dieser Bezeichnung wurde auf der Karte ein Komplex von Gesteinen zusammengefaßt, teils Laven, teils Tuffe und Tuffkonglomerate. Beiderseits des Durontales (Höhenzug Auf der Schneid—Pallaccia und Berge des Monte Dona) und nächst der Zallinger Schwaige ist wohl eine Trennung dieser Gesteine möglich, an den N- und NW-Abhängen der Seiser Alm stößt solche auf große Schwierigkeiten und wäre hier nur ungenau durchführbar. Unwegames Waldgelände und starke Schuttbedeckung sind die Ursachen. Es wurde daher von getrennten Signaturen auf der Karte Abstand genommen.

Die Ausbildung der Laven ist schwankend. Neben Augit-Plagioklasporphyr kommen solche vor, für die in der Literatur die Bezeichnungen Andesit und Melaphyr Eingang gefunden haben. Teile sind als Mandelsteinlaven entwickelt.

Wenn auch die Hauptmasse der Laven (vereinzelt auch als Mandelsteinlaven entwickelt) mehr in den unteren Teilen des Komplexes auftreten, so finden sie sich doch auch, meist als dünnere Bänke in den oberen Lagen. Umgekehrt treten auch Tuffbildungen (besonders Tuffkonglomerate) in liegenden Teilen auf.

Auf der Aschkler Alm (Geißler Gruppe) ist der Augitporphyr dunkelgrün bis schwärzlich, deutlich porphyrisch struiert mit schönen Augiten und einzelnen Plagioklasen als Einsprenglinge in einer sehr feinkörnigen Grund-

masse. Gegen den Kuka Sattel treten stellenweise Mandelsteinlaven auf, deren blasige Hohlräume zum Teil von Kalkspatkriställchen erfüllt sind.

Nördlich der Kirche von St. Christina und ebenso nördlich der Mündung des Cisles Baches in das Grödnertal steht grüner Augitporphyr mit einzelnen Augiteinsprenglingen an.

Am Außenrand (N- und NW-Rand) der Seiser Alm setzen die Augitporphyrserie Laven und Tuffkonglomerate zusammen. Feinkörnige Tuffe sind sehr selten. Die Höhen beiderseits des Duron Tales hingegen werden vornehmlich von Tuffsandsteinen (Auf der Schneid) und Tuffkonglomeraten aufgebaut. Laven treten nur basal und in geringmächtigen Zwischenlagen höher oben auf. Derartige Laven wurden vielfach nur zu Unrecht als Lagergänge beschrieben.

In den Tuffkonglomeraten an der S-Seite der Comun Weiden sind 0.5 bis 1 m lange Linsen eines blaugrauen Kalkes eingeschaltet.

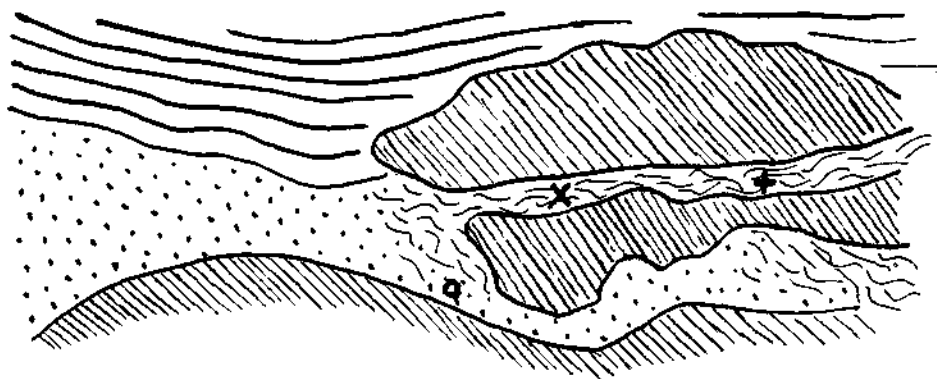


Fig. 1. Hangendgrenze des Augitporphyrs bei P. 1792 am Schlern O-Hang.

Schraffiert = Augitporphyr; punktiert = Augitporphyr-Tuff; Wellenlinien = „Grünerde“; liniert = Wengener Schichten. +, x, o Fundstellen der Fossilien und Schlacken.

Der Beginn der Ablagerung der augitporphyrischen Gesteine fällt in die Buchensteiner Zeit. Auf der Seiser Alm folgen im Hangenden Wengener und Cassianer Schichten. Im Höhenzug der Schneid—Pallacia—Fassa Joch und am Mte. Dona erreichen die (zur Hauptsache) Tuffkonglomerate und Mandelsteinlaven große Mächtigkeit, obere Teile davon haben sicher Wengener Alter, wenn sie nicht noch jünger sind (Cassianer Alter). Knapp östlich P. 2258 (westlich Fassa Joch) liegt am Weg rein weißer Kalkschutt. Er stellt vielleicht den Rest einer Auflagerung von Cipitkalk vor. In nächster Nähe, nördlich des Fassa Joches, gibt Mutschlechner (33) Cassianer Schichten an.

Gegen den Schlerndolomit hin tritt Faziesverzahnung ein (siehe Seite 26).

Unterhalb P. 1792 an der O-Seite des Schlern konnten in obersten Teilen der augitporphyrischen Serie, etwa 1—2 m unterhalb der untersten Wengener Schichten, einige Fossilfunde gemacht werden (siehe Fig. 1). In „grünerde“artigen Bildungen, die noch von einer Scholle von Augitporphyr überlagert werden, fanden sich in zwei Nestern Fossilien. An der in Fig. 1 mit x

bezeichneten Stelle konnte ein Stück einer *Daonella* und ein kleiner Ammonit gefunden werden. Beide lagen in von Schlacken durchsetzter „Grünerde“ (Klausner Grün).

Die *Daonella* ist nicht vollständig erhalten. Die Wirbelpartie sowie der vordere und hintere Schalenrand fehlen. Am Wirbel schaut unter der Daonellenschale noch ein weiterer kleiner, globoser Ammonit vor. Die *Daonella* selbst ist reich berippt, die einzelnen Rippen spalten sich in verschiedenen Abständen vom Wirbel. Nach allem ist sie am ehesten zu *Daonella Tirolensis* Mojs. zu stellen. Der Ammonit zeigt polyphyllitische Suturen, ist sehr eng genabelt, hat breiten gerundeten Externteil und abgeplattete Flanken. Er dürfte zur Gruppe der *Arcestitidae* gehören.

Bei + der Fig. 1 fanden sich ebenfalls Daonellen, sie zerbrachen beim Versuch sie herauszuschlagen. An dieser Stelle kommen auch kleine Einschlüsse von Kalk vor. Ein Stück zeigt ebenfalls eine kleine *Daonella*, ähnlich der vorhin beschriebenen. Die Kalkstücke zeigen mitunter schlackige und glasige Krusten. Bei ○ der Fig. 1 liegen in Tuff und Grünerde eingebettet reichlich kleine Stücke glänzend schwarzer Schlacken.

Wengener Schichten.

Im Gebiete der Seiser Alm und des Schlern sind die Wengener Schichten in drei Fazies entwickelt, eine kalkig-mergelige an der O-Seite des Schlern und am W-Rand der Seiser Alm (Tuffbildungen sind nur untergeordnet vertreten), eine vornehmlich tuffige an der NO-Seite der Seiser Alm (Saltrie Tal) und eine rein vulkanische mit Laven und Tuffkonglomeraten am S- und W-Abfall der Roßzähne und des Schlern. Zwischen allen dreien bestehen allmähliche Übergänge.

An der O-Seite des Schlern ziehen die Wengener Schichten vom Ochsenwaldbach bis an die O-Seite der Santner Spitze vor.

Nordnordwestlich P. 1891 sind sie im Graben, der von der O-Seite des Burgstall herunterzieht, erstmals erschlossen. Über Augitporphyrat liegen zunächst geringmächtige grüne und rote, kontaktmetamorph beeinflusste Kalkmergel (0·2–0·5 m). Der Augitporphyrat (Mandelsteinlava) greift mit einzelnen Lappen in diese Hangendschichten ein. Über den Mergeln folgen kieselige Kalke und Dolomite. Die durchschnittlich je 1 m dicken Bänke, durch dünne Mergellagen voneinander getrennt, werden von zwei Scharen feiner Klüfte durchzogen, die mit Kalzit verheilt sind. Auch kleine Harnische sind häufig an den Klüften zu beobachten. Es folgen wechsellagernd Kalktuffe, Mergel und Sandsteine. Sie sind klein gefaltet, kleine Verwerfungen treten auf; ebenso wieder jene beiden Kluftscharen wie in den Dolomitlagen, die Klüfte sind oft mit Pyritkrusten beschlagen. Fossilien sind hier ziemlich häufig. Die Sandsteine führen lagenweise reichlich Pflanzenhäcksel, aber auch Crinoideen-Stielglieder, die Kalke und Mergel enthalten Daonellen. Nach oben gehen die Sandsteine zurück, dafür treten bis ½ m dicke Kalklagen hervor. An den Schichtflächen führen sie zahlreiche, schlecht erhaltene Fossilien, besonders Crinoideen-Stielglieder. Es überlagern helle, gelblich-graue, sandige Mergel, denen in unteren Teilen noch dünne Kalkbänke eingelagert sind. Den hangendsten Lagen, an deren Aufbau Agglomerate wesentlich beteiligt sind, sind große, rot anwitternde Blöcke eines grauen Dolomits

eingepreßt, was zu örtlicher Steilstellung der Mergel- und Tufflagen führt. Darüber folgt gewöhnlicher Schlerndolomit.

Die Zerklüftung der Wengener Schichten zeigt wohl eine leichte Störung an, die vom Schlernplateau (P. 2470) herunterzieht.

Bei P. 1729, an der O-Seite des Burgstall, sind nur unterste Lagen der Wengener Schichten erschlossen.

Ähnlich, wie im Graben nordnordwestlich P. 1891, sind die Wengener Schichten bei P. 1737 entwickelt; zu unterst graue, kalkige Mergel und $\frac{1}{2}$ –2 m dicke Dolomitlagen. Sie sind von saiger stehenden, mit Kalzit verheilten Klüften durchzogen. Es folgen wechsellagernd Mergel- und Kalkbänke. Die Schichtflächen letzterer sind übersät von Crinoideen-Stielgliedern, Cidaris-Stacheln, vereinzelt auch Korallen. Nach oben hin werden diese Schichten

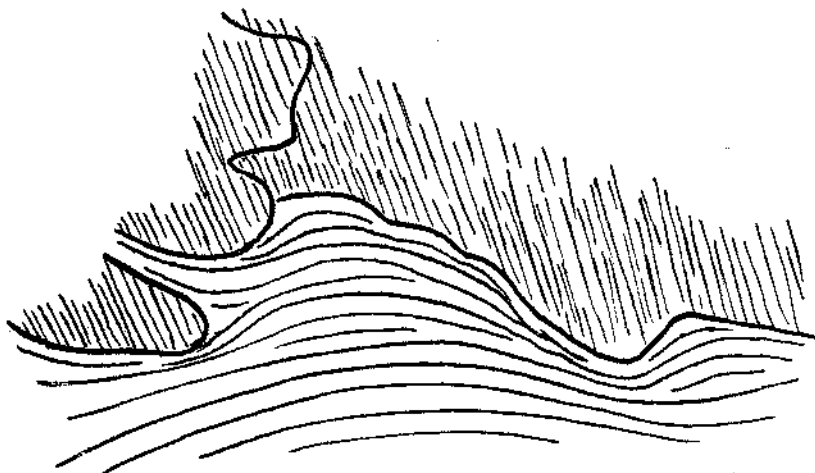


Fig. 2. Hangendgrenze der Wengener Schichten bei P. 1792 am Schlern O-Hang
Liniert = Wengener Schichten; schraffiert = Schlerndolomit.

immer dolomitischer. Die vom Schlernhang bei P. 2177 herunterziehende Störung ist innerhalb der Wengener Schichten stellenweise gut erschlossen. Die Verwerfung steht saiger und streicht N 10° O. Höher oben im Schlerndolomit biegt sie etwas ab.

Bei P. 1792 sind die Wengener Schichten rund 40 m mächtig; sie setzen sich zusammen aus grauen und graubraunen Kalken und Mergeln. Die dolomitischen Einlagerungen keilen aus. An der Hangendgrenze greifen Wengener Schichten und einzelne Blöcke gelblich anwitternden Schlerndolomits ineinander. Dabei liegt der Dolomit mit unruhiger Schichtgrenze den Wengener Schichten auf, die einzelnen vorspringenden Teile drücken die Mergel-lagen ein (siehe Fig. 2).

Bei P. 1760 wechsellagern über Angitporphyr graue plattige Kalke mit Daonellen-Bruchstücken mit Kalken mit Crinoiden-Stielgliedern auf den Schichtflächen. Sie werden nach oben tuffig verunreinigt und dann mehr grünlich. Es treten lagenweise Pflanzenhäcksel führende Tuffsandsteine und fossilere Mergel mit dünnen Kalkzwischenlagen hinzu.

Entlang des ganzen Schlernhanges sind die Wengener Schichten wellig verbogen.

Bei P. 1741 am Tschapit-(Cipit-) Bach liegen dunkelgrüne, millimeterdünn geschichtete Mergel mit zwischengeschalteten grauen Kieselkalken auf Augitporphyr. Nach etwa 8 m Mächtigkeit werden die Mergel tuffig und gehen in feinkörnige, dunkelgrüne Agglomerate über. Es folgen (3 m) Tuffkonglomerate mit hellgrauen Kalkgeröllen und wenig tuffigem Bindemittel. Sie werden nach oben feiner und zeigen Kreuzschichtung. Vereinzelt finden sich in ihnen Crinoideen-Stielglieder, bald auch Cidaris-Stacheln und dünn-schalige Muscheln in Kalksandstein ähnlichen Lagen. Bei 1755 m gehen die Wengener Schichten in Cassianer Schichten über (Tuffe mit Cipitkalkblöcken).

Vom Tschapit-(Cipit-) Bach ziehen die Wengener Schichten östlich der Proßliner Schwaige vorbei gegen P. 1928 hinauf, wo sie von einer Störung abgeschnitten werden.

Im Gebiete des Frommer Hauses und an den S-Abhängen des Puflatsch setzen sich die Wengener Schichten aus grauen und graublauen Kalken und sandigen, gelb anwitternden Tuffen zusammen. Bei der Moadl Schwaige liegen rein weiße Kalke unmittelbar auf Augitporphyr. Sie sehen sehr den Cipitkalken ähnlich. Ob sie zu den Wengener oder den Cassianer Schichten zu stellen sind, ist nicht sicher zu entscheiden.

Eine Sonderstellung bezüglich ihrer Lagerung haben die Wengener Schichten von Unternon. Lithologisch gleich den Vorkommen der Umgebung, zeigen sie, obwohl im Zusammenhang liegend, kein einheitliches Schichtfallen und -streichen. Sie scheinen durch sich kreuzende Störungen zerrüttet worden zu sein. Sie werden von Augitporphyr-Bergsturzschild umgeben.

Über Heißböck und Schgaguler Schwaige nach O nehmen mehr und mehr braun anwitternde Tuffsandsteine am Aufbau der Wengener Schichten teil. Sie verdrängen im Saltrie Tal fast ganz die kalkig-mergeligen Schichten. Von den überlagernden Cassianer Tuffen sind sie kaum zu trennen. Verhältnismäßig häufig finden sich in ihnen Pflanzenreste (Bruchstücke von *Equisetes* und *Pterophyllum*), *Posidonia Wengensis* Wissm., daneben Daonellen-Bruchstücke.

Westlich der Tirler Schwaige richten sich die Wengener Schichten steil auf (Flexur); sie ziehen dann über Mahlknecht am Fuß der Roßzähne entlang. Westlich des Seiser Alpenhauses bestehen sie aus schwarzen Tuffkonglomeraten und konkordant eingelagerten, meist $\frac{1}{2}$ –2 m mächtigen Lavalagen (siehe Fig. 3). Das Fallen ist 30–40° in der Richtung NW–NNW. Einzelne Lavalagen keilen schon nach kurzem Verlauf aus. Die Lava ist im allgemeinen ziemlich blasige Mandelsteinlava, mit reichlich Augit, oft auch reiner Augitporphyr; im frischen Bruch fast schwarz, in der Anwitterung dunkelrotbraun. Die obersten Tufflagen sind feinkörnig.

Tuffkonglomerate und Laven ziehen weiter über das Tierser Alpl. Geschlossen lassen sie sich bis zur Wegabzweigung über den Hühnerstand (nächst der Schafer Hütte, östlich P. 2344) verfolgen. An einer Stelle ist in ihrem Verlande eine dünne Kalk- und Dolomitlage erschlossen (wohl sedimentäre Einlage). Wenig westlich, bei P. 2344, sehen sie an drei Stellen unterhalb des Weges unter Gehängeschutt vor.

An der S-Seite der Roterds Spitze bilden gleiche Laven und Tuffe eine schön begrünte Schulter unterhalb des Weges auf das Schlernplateau. Bei P. 2451 und unter P. 2577 stehen sie wieder an.

Nach einer kurzen Unterbrechung im oberen Pletscher Tal ziehen diese schon von Richthofen (43) beobachteten Schichten an der S-Seite des Schlernplateaus entlang. Sie liegen zwischen Schlerndolomit. Es sind wieder, wie am Tierser Alpl, dunkle, teils melaphyrische, teils porphyrische Laven, mitunter zeigen sie Fließstrukturen. Die Blasenräume sind meist von Zeolithen erfüllt. Auch schlackige Ausbildung ist zu beobachten (unter St. Cassian am Schlern).

Ein durch Erosion abgetrennter Rest von Lava krönt den Tschafatsch (2340 m). Am Mittagskofel (2186 m), bis zu welchem Punkt frühere Aufnahmen die Lava vom Schlern herüberziehend verzeichnet haben, fehlt jede Spur dieser Bildungen.

Als breite, fruchtbare Schichtterrasse auswitternd, umziehen diese Laven — Tuffbildungen sind nur ganz untergeordnet — den Schlern auf seiner

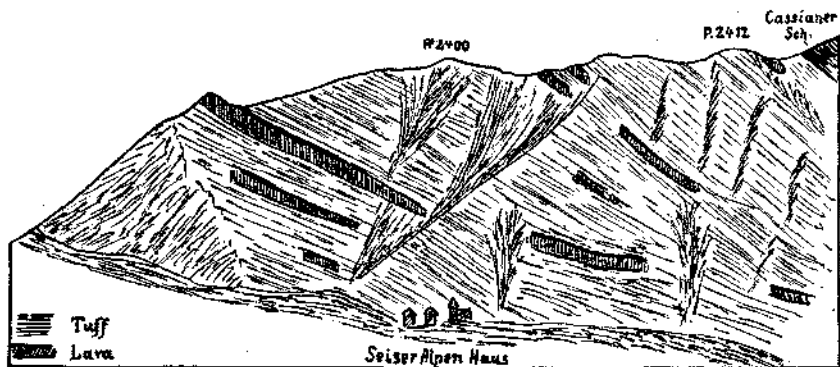


Fig. 3. Wengener Schichten beim Seiser Alpenhaus. In Tuffkonglomeraten liegen konkordant Lavalagen.

S- und W-Seite. Sie keilen auf der W-Seite des Burgstall aus. Ihre Fortsetzung bildet eine schön ausgebildete Schichtfuge. Sie steigt ziemlich rasch an der W-Seite von Burgstall und Euringer Spitze ab, wo sie sich dann verliert. Verlängert man dieselbe jedoch an der N-Seite der Santner Spitze herum, so trifft sie gerade auf die an der O-Seite derselben auskeilenden Wengener Schichten.

Ist schon der Übergang von den Wengener Schichten bei der Mahlknecht Schwaige zu den Lava- und Tuffbildungen westlich des Seiser Alpenhauses ein ganz allmählicher und hier von irgendwelchen Störungen nichts zu beobachten (35), so zeigt auch diese an der W-Seite des Burgstall absteigende Schichtfuge an, daß die im Schlerndolomit liegenden vulkanischen Gesteine gleiches Alter haben, wie die Wengener Schichten der Seiser Alm. Die Ansicht von Mojsisovics (31), daß die Hauptmasse des Schlerndolomits Wengener Alter hat, hat in der geänderten Form Berechtigung: Dem Dolomit im Liegenden des Lavabandes am Schlern entsprechen dem Alter nach im vulkanischen Faziesbereich der Seiser Alm der Großteil der augitporphyrischen Serie und die Wengener Schichten.

Cassianer Schichten.

Auf der Seiser Alm liegen den Wengener Schichten die Cassianer Schichten auf. Als Teil einer großen, aus dem O herüberziehenden Mulde bilden sie auf der Seiser Alm im Einfallen die Form einer flachen Schüssel. Die Ränder fallen mehr oder weniger gegen das Innere der Alm ein.

Ist auch die Grenze zu den liegenden Wengener Schichten keine scharfe, so geben doch die überall auftretenden, in Schlerndolomitnähe jedoch stärker hervortretenden Lagen mit Cipitkalk (nach dem Cipit-(Tschapit-) Bach südlich der Proßliner Schwaige genannt) deutlich den Beginn der Cassianer Schichten an. In unteren Teilen wechsellagern mergelige Kalke, Mergel, Tuffe und Tuffkonglomerate (Agglomerate). Die Tuffbildungen nehmen nach oben hin zu, es entwickeln sich daraus die „Pachycardien-Tuffe“. Die Tuffe weisen mitunter Kreuzschichtung auf (Tschapitbach bei P. 1843). In mittleren und oberen Teilen der Ablagerung liegen in den Tuffen dünne Lagen augitporphyrischer Laven. Am Tschapitbach, bei 1930 m, zeigt eine solche eigenartige Erstarrungsformen. Die rund 1 dm dicke Lavabank bildet ein aus verzerrten vierseitigen Prismen bestehendes Pflaster.

Aus den Pachycardientuffen am Tschapitbach seien einige Fossilfunde angeführt: Neben *Pachycardia rugosa* Hauer, ein nicht näher bestimmbarer Brachiopode, *Cuspidaria gladius* Laube, *Gervillia planata* Broili, ? *Gervillia Rothpletzi* Broili, *Mysidioplera Emiliae* Bittner, *Terquemina* sp., *Hologyra alpina* Koken, *Patella magna* Read, *Coelostylina similis* Münster, *Coelostylina solida* Koken.

An den Abhängen des Schlern gegen den Ochsenwald Bach liegen Cassianer Tuffe gleichsinnig auf annähernd hangparallel fallendem Schlerndolomit. Am Ochsenwald Bach und an der N-Seite der Roßzähne verzahnen Cassianer Schichten mit Schlerndolomit.

Cassianer Schichten (Cipitkalk, Mergel und Tuffe) ziehen am S-Fuß der Roßzähne bis an die Hänge oberhalb des Tierser Alpls, wo sie im Schlerndolomit auskeilen. (Über den Fazieswechsel zu Schlerndolomit siehe S. 26)

Schlerndolomit.

In Schlern und Rosengarten hat er im Gebiet seinen Hauptverbreitungsbereich. Als Fortsetzung der rein marinen (Riff-) Fazies folgt er über den Buchensteiner Schichten. Er ist ein weißer bis gelblicher, poröser, oft auch kristallinischer Dolomit. Am Schlern wittert er im Hangenden der Lavaeinlagerung mit mehr rotbrauner Farbe an, im Liegenden derselben mit mehr gelblicher bis bleichgrauer Farbe. Mitunter, besonders im nördlichen Rosengarten (Molignon-Kesselkogel), zeigt er schöne Großoolithstrukturen, gleich denen in Partnach- und Wettersteinkalk der Nordtiroler Kalkalpen. Der Schlerndolomit ist sehr fossilarm. Im allgemeinen findet man höchstens schlecht erhaltene Korallen oder kaum kenntliche Hohlformen von Kalkalgen.

Am Völser Schlernweg zeigt ein Fallstück oberhalb der Mendeldolomitstufe eine größere Einzelkoralle. Aus der Schuttrinne an der O-Seite der Santner Spitze stammt ein Bruchstück eines grobrippigen Peeten (Negativ) sowie der Abdruck einer etwa 2 cm großen, reich skulpturierten Muschel, ähnlich der *Mysidioplera Emiliae* Bittner der Cassianer Schichten (Pachycardien-

Tuffe), aus dem Weißenbachgraben südlich Seis der Abdruck eines Brachiopoden. Es handelt sich wohl um die obere Schale eines Vertreters aus der Gruppe *Spirigera* oder *Rhynchonella*. Die an der Grenze gegen die Raibler Schichten liegenden Dolomite werden nach oben zunehmend fossilreicher. Es stellt sich allmählich Raibler Fauna ein: *Enercinus* sp., *Cidaris* sp., unbestimmbare Bivalven.

Zumeist ist der Schlerndolomit nahezu ungeschichtet. Lediglich hangende oder peripher gelegene Lagen weisen Schichtung mehr oder weniger deutlich auf. Besonders ausgeprägt ist sie im Hangenden der Lavaeinlage am Schlern, mit Ausnahme des Kammes Roterds Spitze—Roßzähne, in dem der Dolomit ebenfalls nahezu ungeschichtet ist. Deutlich ist Schichtung auch im Gebiet der Grasleitentürme—Molignon. Gegen S verschwindet sie allmählich.

An jenen Stellen, an denen die normal entwickelten Buchensteiner Schichten fehlen (Felseck—Tschafen, Gsell—Spitze—Tschager Kemmet—Tschamin Spitzen W-Seite; siehe S. 17), treten an ihre Stelle dünnbankige, dichte Dolomite.

Im unmittelbar Hangenden der Lavaeinlage am Schlern treten zunächst andersgeartete Lagen auf. Es sei hier ein Profil angeführt am Weg vom Tierser Alpl zur Roterds Spitze. Das unmittelbar Hangende der Lava bildet roter, tuffiger Dolomitsandstein in ganz ähnlicher Ausbildung, wie solcher auch in den Raibler Schichten am Schlernplateau auftritt. Er ist $\frac{1}{2}$ —1 m mächtig. Es folgen nach oben ähnliche, grünliche Gesteine ($\frac{1}{2}$ m), dann rote bis ocker-gelbe Dolomite (2—3 m). Sie zeigen mitunter reichlich Querschnitte von Gastropoden und Lamellibranchiaten. Nach oben gehen sie in normalen, weißen Schlerndolomit über, der auf Klüften und Hohlräumen schöne Rasen von Dolomitzkristallen mit aufgewachsenen kleinen Brauneisenerznieren führt. In untersten Teilen des weißen Dolomites liegt eine dünne, stark tuffig beeinflusste Lage. Sie erinnert im Aussehen sehr an ähnliche Bildungen in höheren Teilen der Wengener Schichten an der NO-Seite des Schlern. Unterhalb St. Cassian am Schlern führen unterste Lagen des hangenden Dolomits stellenweise reichlich kleinere und größere „Spritzer“ von blasiger Lava.

Am Schlern liegt der Dolomit mit Ausnahme der Hänge gegen die Seiser Alm, von kleinen Schwankungen abgesehen, mehr oder weniger sählig. Gegen die Seiser Alm (NO) fallen die Dolomitbänke mit Winkeln um 30° ziemlich gleichsinnig mit dem Hang ein. Beiderseits der Linie Tschamin Tal—Tierser Alpl heben sich die Dolomitbänke bei N-Fallen (25—40°) herauf. Südlich von Vajolet Scharte—Kesselkogel—Anterjoja See legen sie sich wieder flach. Nur im östlichen Teil des Rosengarten, im Gebiete von Mantello-Polenton, fallen sie gegen O.

Im südlichen und östlichen Teil, der Rosengarten Gruppe, stecken in Schlerndolomit zahlreiche Gänge augitporphyrischer Laven und Tuffe (siehe S. 27).

Wie schon erwähnt, liegt im Schlerndolomit des Schlern konkordant eingelagert eine Lage vulkanischer Gesteine. Ihr Zusammenhang mit den Wengener Schichten wurde bereits nachgewiesen (siehe S. 22, 23). Damit gliedert sich im Schlern der Schlerndolomit seinem Alter nach in einen Liegenden, er entspricht Augitporphyrschicht und Wengener Schichten, und einen Hangenden, er entspricht den Cassianer Schichten.

Facieswechsel.

Schlerndolomit-Cassianer Schichten.

An den Hängen des Schlern gegen die Seiser Alm treten Schlerndolomit und Cassianer Schichten in enge Wechselbeziehung. Einerseits keilen die Dolomitbänke in Cassianer Schichten aus, anderseits liegen in Dolomit eingeschlossen mehr oder weniger stark vulkanisch beeinflusste Einschaltungen.

Einzelne, größere Reste von Schlerndolomit liegen am Grüner Bühel und Goldknopf in Cassianer Tuffen. Bei wechselndem Dolomitgehalt ist der Habitus dieser Lagen noch ganz der des Schlerndolomits. Vom Cipitkalk trennt besonders seine Fossilarmut.

In Fortsetzung der am Schlernweg ober P. 1760 (Ochsenwald Bach) anstehenden Cassianer Tuffe zieht am Schlernhang in ungefährr 1900 m Höhe eine Einlagerung hinaus. Es sind teils rot gefärbte, sandige Dolomite und Kalke (ähnlich den Raibler Schichten am Schlern), teils brecciöse oder konglomeratische „Agglomerate“. Sie werden vorherrschend aus Dolomitstücken zusammengesetzt, das Bindemittel ist tuffig. Bei P. 1906 keilen sie aus. Die Schichtflächen sind oft grobknollig. Liegendes und Hangendes bildet typischer Schlerndolomit. Diese Einlagerung tritt schon morphologisch als Terrasse mit guten Almböden hervor. Einzelne Quellen treten aus.

Roter, tuffiger Dolomitsandstein bildet mehrfach durchschnittlich bis 10 m lange und bis 3 m mächtige Einlagerungen in Schlerndolomit. Sie sind am Wege von der Proßliner Schwaige zum Schlern öfters erschlossen. Bei 2140 m steht hier auch eine kleine Schmitze grüner Tuffe an.

Am Ochsenwald Bach, zwischen P. 1911 und P. 1832, treten im Schlerndolomit Bänke auf, die reichlich Tuffbestand führen. Sie enthalten meist blaßgrünliche, gerundete oder kantige Gerölle verschiedener Größe von feinkörnigem Tuff (südlich P. 1888). Oft sind diese Lagen brecciös. Dazu kommen wieder rote, tuffige Sandsteine und grauer dolomitischer Kalk mit Kalzit und Pyrit in Hohlräumen und auf Klüften.

Schlerndolomit-Augitporphyrserie.

Besonders gut ist die Grenze Schlerndolomit-Augitporphyr am Oberlauf des Duron Baches erschlossen. Schlerndolomitlagen keilen in augitporphyrischen Gesteinen aus; Augitporphyrgänge treten in Schlerndolomit ein. Außerdem ist der Schlerndolomit stellenweise ganz durchsetzt von größeren und kleineren Trümmern von Augitporphyr. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt von $\frac{1}{4}$ —10 m; sie durchsetzen den Dolomit teils saiger, teils liegen sie in ihm als Lagergänge. In der Kontaktzone ist der Schlerndolomit oft „marmor“ähnlich dicht und rötlich oder bräunlich gefleckt und von zahlreichen Sprüngen durchzogen. Er keilt in 1—2 m dicken Lagen im Augitporphyr aus. Dieselben sind oft cipitkalkähnlich, nur (makroskopisch) vollkommen fossilleer. Dafür sind Großoolithstrukturen sehr häufig, auch feinkörnige Oolithe sind zu beobachten. Einzelne Lagen sind von Kieselsäure imprägniert.

Im Grenzbereich beider Gesteine liegen in Schlerndolomit eingebettet zahlreiche Butzen von Augitporphyr. Die Größe dieser Einschlüsse schwankt von $\frac{1}{2}$ cm großen Stücken bis zu Blöcken von mehreren Kubikmetern. Die Stücke sind stets kantig; oft liegen sie so dicht im Dolomit, daß auf 1 m² Anbruchfläche mehrere zu liegen kommen.

Gänge in Schlerndolomit.

Oft noch weitab vom Verbreitungsgebiet des Augitporphyrs treten im Schlerndolomit, vereinzelt auch in seiner unmittelbaren Unterlage (Buchensteiner Schichten und Mendoldolomit) Gänge augitischer Laven auf. Nur wenige sind Lagergänge, die meisten durchsetzen mehr oder weniger steil, meist saiger, als echte Gänge den Schlerndolomit.

Die Lagergänge liegen stets in der Nähe der Buchensteiner Schichten und haben wohl deren Alter. Zwei kleine solche Gänge liegen im Hang ober Weißlahnbad, der eine an der Grenze Mendoldolomit-Buchensteiner Schichten (westlich des Steger Tales bei P. 1556), der andere in Mendoldolomit (oberhalb P. 1289).

Im Tschamin Tal, unterhalb P. 1526, schaut aus Dolomitschutt schwarzer augitporphyrischer Schutt vor. Er stammt wohl von einem unter Schutt verborgenen Gang in Mendoldolomit.

Unterhalb der Vajolet Scharte steht ein kleiner augitporphyrischer Gang, teilweise durch Hangschutt verdeckt, an. Drei weitere kleine Gänge sind an der NW-Seite der Vajolet Türme.

Ein weiterer, kleinerer augitporphyrischer Lagergang liegt bei der Quelfassung für die Vajolet Hütte.

Schließlich ist noch ein Gang in Buchensteiner Schichten (Dolomit) bei Al Vidoi am nördlichen Berghang von Val d'Udai erschlossen. Alle diese Gänge sind Lagergänge.

Die steil den Schlerndolomit durchsetzenden Gänge treten hauptsächlich im östlichen und südlichen Teil des Rosengarten auf. Bei ziemlichen Schwankungen gegen O und W ist ihr Streichen annähernd N—S gerichtet.

Nur ein einziger solcher Gang liegt im Schlerngebiet, im oberen Teil der Bärenfalle, zwischen Mittagkofel und Tschafatsch. Er wurde schon von Richthofen (43) beobachtet, der darüber schreibt: „Ich fand einen nicht unbedeutenden (Gang) am Weg von St. Cyprian nach der tiefen Schlucht des Schlern Baches“ Zwischen 1800 und 1830 m stehen augitporphyrische Tuffe an. Sie enthalten zahlreiche Gerölle von Kalk, ähnlich dem Cipitkalk und grüner bis karminroter, teils porphyrischer, teils melaphyrischer oder blasiger Lava. Die Tuffe werden von dünnen Lagen augitporphyrischer Lava durchzogen. Dieselben fallen steil gegen NO ein.

Die Gänge im Rosengarten treten schon morphologisch deutlich als tiefe Furchen hervor, oft noch spät im Jahre von Schnee erfüllt.

Ein Stück grüne Lava aus dem Gang an der W-Seite des Gran Cront (2778 m) enthält zahlreiche kleine Kalkgerölle mit schön erhaltenen kleinen Korallen. Die Kalkstücke, auch jene im Tuff in der Bärenfalle, sind wohl noch in jenen Zustand, den der Schlerndolomit vor seiner Dolomitisierung hatte.

Wo im Schlerndolomit die augitporphyrischen Gänge auftreten, stecken in ihm, ähnlich den Vorkommen am Duron Bach (siehe S. 26), zahlreiche Butzen (durchschnittliche Größe 0.5 m) von Laven, so am Antermoja See, am Larsec und am Gran Cront, doch sind an solchen Stellen auch ganz kleine, oft nur millimetergroße „Spritzer“ von Lava zu beobachten. Im Schutt liegen immer wieder Fallstücke von augitporphyrischen Laven. Es sind derartige Einschaltungen wohl viel zahlreicher, als sie auf der Karte dar-

gestellt sind, doch sind ihre Vorkommen durch Schnee, Schutt und Unwegsamkeit des Geländes der Beobachtung entzogen.

Die Gänge stehen häufig in Verbindung mit Brüchen. Im starren Dolomit bilden sie Schwächestellen, die dann von tektonischen Linien benützt wurden.

Kalkstücke, sowie das Auftreten von Tuffen in Gängen, wie auch die dem Dolomit eingestreuten kleineren Stücke von Lava weisen auf ein annähernd gleiches Alter hin wie es der umgebende Schlerndolomit selbst hat.

Raibler Schichten.

Im Arbeitsgebiet sind die Raibler Schichten auf das Schlernplateau beschränkt.

Sie bilden eine verschiedenartig zusammengesetzte Gesteinsfolge von vorwiegend intensiv roter Farbe: Dolomite, Sandsteine (größtenteils dolomitisch) und Mergel. Sandsteine und Mergel führen sehr häufig Bohnerz.

An der SW-Seite des Schlern sind die Raibler Schichten weitaus mächtiger als auf der NO-Seite. Dort (an der SW-Seite) entwickeln sie sich allmählich aus dem liegenden Schlerndolomit.

Am NO-Rand des Schlern fehlt eine geschlossene Bedeckung des Schlerndolomits durch Raibler Schichten. Lediglich in dolinenartigen Löchern sind noch Reste davon erhalten. Bei P. 2352 sind es graue Sandsteine, sonst meist nur wohl nachträgliche Zusammenschwemmungen des leicht verwitterbaren Raibler Materials. Sie gaben neben anderem Anlaß zur Annahme einer Störungslinie am östlichen Schlernrand (siehe S. 35).

Gegen die Roterds Spitze hinauf keilen die typischen roten Raibler Schichten allmählich aus. Bei P. 2577 liegen noch geringmächtige rötliche Dolomite und Mergel. Sie biegen hier vom Kamm gegen SO hinunter ab. Am Kamm gegen die Roterds Spitze hinauf werden sie von geringmächtigen Dolomiten überlagert, welche dem Aussehen nach dem Schlerndolomit nahekomen, jedoch Raibler Fauna führen.

Dachsteindolomit.

Er ist nur in kleinen Resten am Schlern erhalten. Es ist heller, weißer Dolomit. Über den Raibler Schichten beginnt er teils mit endogenen Breccienlagen (Pez), teils mit Dolomiten, die fast ganz aus Megalodontensteinkernen bestehen (P. 2469). In randlichen Lagen löst sich der Dachsteindolomit allmählich durch Verwitterung in ein Meer loser Blöcke auf, so daß die Feststellung, wie weit wirklich Anstehendes reicht oft auf Schwierigkeiten stößt.

Tektonik.

A. Überschiebungen.

Das nahezu den ganzen W der Dolomiten umfassende Gebiet ist in seiner Tektonik durch große O—W verlaufende Störungsflächen gekennzeichnet, die den in seiner ursprünglichen Anlage muldenförmigen Bau untergliedern.

Wie das Kartenbild zeigt, streichen im N, aufliegend dem kristallinen Sockel, die Gesteine der permotriadischen Schichtplatte frei aus. Die Por-

phyrplatte als Nordflügel einer groß angelegten Mulde baut im N Höhen um 2300 m auf und steigt gegen S hin allmählich ab. Der Südflügel ist weit außerhalb dieses Gebietes im Fleimser Kamm gelegen. Daß südlich des Tierser Tales die Porphyrrplatte von Welschnofen noch Höhen über 1600 m aufbaut, ist durch tektonische Hebung bedingt.

Von den großen O—W verlaufenden Störungsflächen ist die Villnöber Linie die nördlichste. Eine zweite zieht dem Südgehänge des Grödner Tales entlang (Grödner Linie), die dritte liegt im Tierser Tal (Tierser Linie). Schließlich treten noch größere Überschiebungen an den Hängen der Rosengarten Gruppe gegen das Fassa Tal hin auf.

1. Villnöber Linie.

Die Villnöber Linie wurde von Mutschlechner (32) aus dem Gebiet der Peitlerkofel Gruppe bis Ranui und St. Peter im Villnöß verfolgt. Hier liegt am südlichen Fußgehänge des Villnöber Tales Quarzphyllit dem Grödner Sandstein auf. Von hier aus verläuft die Villnöber Linie, sich immer an das südseitige Talgehänge haltend, bis zu den Höfen von Ganeit, wo sie dann auf die Nordseite des Villnöber Tales übergreift. Hier liegt Quarzphyllit auf Quarzporphyr. Östlich der Einmündung des Flitzer Baches in den Villnöber Bach greift sie noch einmal für ein kurzes Stück auf das südliche Talgehänge über. Hier liegt wieder Quarzphyllit auf Quarzporphyr. Östlich von Pardell (im Villnöber Tal) überquert sie wieder das Villnöber Tal, um dann für längere Zeit auf dieser (nördlichen) Talseite zu verbleiben. Es finden sich keinerlei Anzeichen dafür, daß die Villnöber Linie etwa am südlichen Fußgehänge verläuft. Erst beim Gasthaus Stern, schon nahe dem Ausgang des Villnöber Tales, zeigt der Quarzphyllit des südlichen Talgehänges starke Zerrüttung, die tektonisch entstanden sein könnte. Der sonst flach nach SW bis SO einfallende Quarzphyllit fällt hier ziemlich steil gegen N ein. Weiter gegen W sind keinerlei Anhaltspunkte gegeben, welche eine Festlegung des weiteren Verlaufes der Villnöber Linie ermöglichen. Erst am westlichen Eisak Ufer zeigt H. P. Cornelius (13, S. 177) am Gehänge zwischen Kloster Säben und Pardell (bei Klausen) die weitere Fortsetzung der Villnöber Linie auf. Cornelius nimmt an, daß die Villnöber Linie von der oben beschriebenen Stelle beim Gasthaus Stern am südlichen Talgehänge weiterverlaufen muß, südlich vorbei an Gufidaun, in dem Tälchen, das von Gufidaun gegen W zum Eisak Tal hinabzieht. Irgendwelche Aufschlüsse oder starke tektonische Zerrüttung im Quarzphyllit, welche die Annahme H. P. Cornelius bestätigen würden, finden sich nicht, es wurde daher auch von einer Einzeichnung meinerseits in die Karte Abstand genommen.

2. Grödner Linie.

Im Grödner Tal zieht an den N-Abhängen von Pufatsch und Pizberg eine große Störungsfläche entlang. Ihr Ausstrich sei hier in Anlehnung an die ähnlichen Störungen im Villnöber und Tierser Tal kurz als Grödner Linie bezeichnet (Puffer Störung). Im W verliert sie sich unter Bergsturz- und Gehängeschutt im NW-Hang des Pufatsch. Hier, im Quellgebiet des Prem Baches zeigen nur zahlreiche Fallstücke von Buchensteiner Schichten und Mendeldolomit mit sehr schönen Harnischen (besonders zahlreich am Wege oberhalb der Schafer Hütte 1473 m) das Vorhandensein dieser Störungs-

fläche an. Vielleicht hängt auch die große Mächtigkeit der Werfner Schichten am Morinser Berg östlich Kastluth mit dem Ausstrich dieser Störung zusammen (vgl. Mojsisovics, 31, S. 146). Gegen O deutet ein Absatz im Steilabfall des Augitporphyrs, der sich an der Fortschelle (P. 1970) sogar zu einer gegenfälligen, flachen Kuppe verbreitert, den ungefähren Ausstrich der Grödnertal-Linie an. Ihr genauer Verlauf kann bei der starken Schuttbildung des Augitporphyrs nicht festgestellt werden.

Erst von der Fortschelle an ostwärts tritt die Störung auch in der Schichtfolge deutlich hervor (siehe Fig. 4). Die normale Schichtfolge reicht bis zum Augitporphyr, oberhalb der Störung wiederholt sie sich vom Mendeldolomit an. Zwischen Fortschelle und der O-Kante des Puflatsch (Schnürlsteig) ist hin und hin Umbiegen der Hangendscholle mit steilem Fallen gegen N zu beobachten (Schleppung) (siehe Fig. 4). Vom Schnürlsteig an weiter ostwärts kommen im tiefen Einschnitt des Pufler Baches auch noch tiefere Glieder der Hangendscholle zu Tage (Werfner und Bellerophon-Schichten). Auch letztere (schwarze Kalke und Dolomite) zeigen südlich Puflers durch Schleppung erzeugtes Umbiegen liegender Teile. Vom Pufler Bach an zieht die Grödnertal-Linie wieder hinauf zum Piz Culatsch und von hier ziemlich waagrecht am Hang hinüber nach Pilat, wo sie dann zum Piz Bach absteigt. Westlich Putschatschg mündet sie nächst P. 1277 in die Sohle des Grödnertales. Oberhalb Puflers werden die höheren Schichtglieder der Liegendscholle von der Störung abgeschnitten, so daß die Werfner Schichten von Bellerophon-Schichten überfahren werden. Erst an der W-Seite des Piz Culatsch tritt auch wieder das liegende Mendeldolomitband mit den überlagernden Buchensteiner-Schichten — und am Piz Culatsch auch noch Augitporphyr — zu Tage (siehe Fig. 4).

Der Ausstrich der Grödnertal-Linie zeigt alle Merkmale einer steilstehenden Überschiebung, besonders steil steht sie am Puflatsch, jedoch fehlen für die Annahme eines Bruches, wie dies früher geschehen ist (Mojsisovics, 31; Ogilvie Gordon, 35) die Voraussetzungen. Im Strobl Graben (an der O-Seite der Fortschelle), durch welchen der Bruch herabziehen sollte (35), ist keine Spur einer Schichtverstellung zu beobachten. Nördlich des Grödnertales sind keinerlei Anzeichen für eine sichere Fortsetzung der Grödnertal-Linie gegeben. Nur westlich Sankt

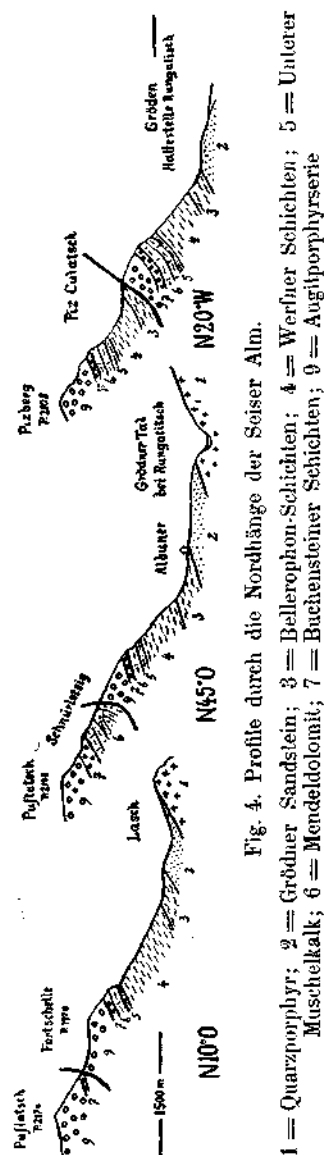


Fig. 4. Profile durch die Nordhänge der Seiser Alm.

1 = Quarzporphyr; 2 = Grödnertal Sandstein; 3 = Bellerophon-Schichten; 4 = Werfner Schichten; 5 = Unterer Muschelkalk; 6 = Mendeldolomit; 7 = Buchensteiner Schichten; 8 = Augitporphyrserie

Christina könnte eine kleine Störung, an der Muschelkalk und Mendeldolomit an Werfner Schichten scharf abschneiden, eine Fortsetzung bilden.

2a. Pitschbergüberschiebung.

Eine nicht unbedeutende Überschiebung liegt am Pitschberg vor (Pitschbergüberschiebung).

Auf die normale Schichtfolge, die zwischen St. Ulrich und P. 2174 (westlich Pitschberg) geschlossen vom Quarzporphyr bis einschließlich Mendeldolomit reicht, sind die triadischen Schichtglieder angefangen von den Werfner Schichten bis hinauf zu den Buchensteiner Schichten, die den Gipfel des Pitschberges aufbauen, überschoben.

Der Ausstrich dieser Störungsfläche läßt sich von Plesch d'Inaz bis gegen P. 2174 verfolgen. Sie verläuft hier zwischen Mendeldolomit im Liegenden und Werfner Schichten im Hangenden. Von P. 2174 steigt sie in nördlicher Richtung ab bis an das Fußgehänge des Kuka Sattels. Hier ist sie nochmals erschlossen, Bellerophon-Schichten sind auf Werfner Schichten aufgeschoben. Ihre Fortsetzung liegt in Werfner Schichten, in denen sie scheinbar ausläuft. Eine Verlängerung entlang dem W-Abhang der Seceda und ein Ausstreichen am Seceda Gipfel, wie es Ogilvie Gordon (35) in ihrer Karte einzeichnet, ist nicht ersichtlich.

Wenn auch ein Zusammenhang zwischen Pitschbergüberschiebung und Grödner Linie nicht nachweisbar ist, so gibt es doch manche Gesichtspunkte, die dafür sprechen. Hier wie dort bilden die Basis der hangenden Scholle Bellerophon- und Werfner Schichten, das Hangende der liegenden Scholle Mendeldolomit und Buchensteiner Schichten. Weiter fällt auf, daß in beiden Fällen die Überschiebungsfläche ziemlich steil steht.

3. Tierser Linie.

Ihr Vorhandensein wird in erster Linie durch den Gegensatz der beiderseitigen Talhänge des Tierser Tales angezeigt. Während auf der N-Seite die permischen Auflagerungen der Quarzporphyrdecke (Grödner Sandstein und Bellerophon-Schichten) bis auf die Talsohle reichen, reicht auf der S-Seite der Quarzporphyr bis in Höhen, in denen auf der N-Seite bereits mittlere Trias ansteht. Der genaue Verlauf dieser Störungslinie läßt sich für große Strecken nicht genau feststellen. Nur an zwei Stellen tritt ihr Ausstrich zu Tage. Auf den Traunwiesen, östlich St. Cyprian grenzen Bellerophon-Schichten (Mergel und Rauhacken) an Quarzporphyr. Sie fallen steil (65°) nach N. An der Mündung des Baches aus der Wolfgrube in den Breibach erreicht der Grödner Sandstein, der vom Felseckhof herüberzieht, die Tiefenlinie des Tierser Tales. Bei P. 969 steht er sogar noch auf der linken Bachseite an. Unmittelbar anschließend bauen quarzporphyrische Gesteine das ganze südliche Talgehänge auf, das Höhen über 1600 m aufweist. Westlich P. 969 kommt der Ausstrich der Tierser Linie in die Quarzporphyrserie zu liegen, wo sie wohl rasch ausläuft. Auch gegen O verliert sich die Tierser Linie, die bei Tiers eine so gewaltige Schichtverstellung bewirkt hat, ziemlich unvermittelt, ihre letzten Ausläufer ziehen über den Vajolet Paß — die Störung hat hier schon ganz den Charakter eines untergeordneten Bruches — und bedingen hier den Wechsel im Schichtfallen des Schlerndolomites. Im N herrscht N-Fallen, im S mehr söhliche Lagerung (vgl. Mojsisovics, 31).

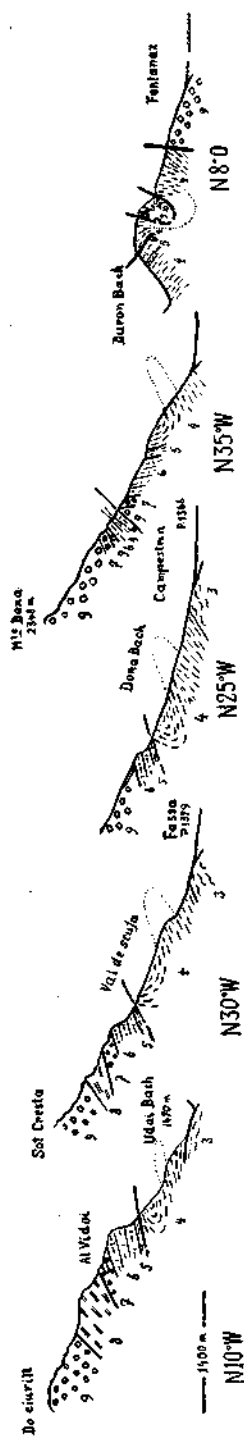


Fig. 5. Profile durch den rechten Talhang zwischen Mazzin und Campitello in Fassa.
 3 = Bellerophon-Schichten; 4 = Werfner Schichten; 5 = Unterer Muschelkalk; 6 = Mendeldolomit; 7 = Buchensteiner Schichten;
 8 = Schleierdolomit; 9 = Augitporphyserie; 10 = tektonische Mischungszone.

4. Die Störungen im Fassa Tal.

An den O-Hängen der Rosengarten Gruppe führte eine antiklinale Aufwölbung, die sich nach NO in der ähnlich gebauten Rodella fortsetzt (Mutschlechner, 33), zu einer Reihe tektonischer Dislokationen (siehe Fig. 5). Die Fußgehänge werden zur Hauptsache von Werfner Schichten aufgebaut. Nur zwischen Mazzin und Campestrin und im Udai Tal bei P. 1470 kommen noch Belleophon-Schichten zum Vorschein. Die Werfner Schichten zeigen starke Faltungen und Verbiegungen nach allen Richtungen. Unter diesen tritt jedoch ein Faltenzug hervor, der aus Mulde und Sattel besteht. Er ist vom Udai Tal bis an die Hänge bei Fontanaz hinauf deutlich zu verfolgen. Ob auch zwischen Udai Tal und Vajolet Tal (Rio di Sojal) gleiche Verhältnisse vorliegen, kann wegen der starken Schuttbedeckung nicht beobachtet werden. Im Bereich der starren Gesteine (Mendeldolomit, Buchensteiner Schichten und Augitporphyserie), die besonders die höheren Hangteile aufbauen, sind die Falten zerrissen. Es treten hier Schubflächen auf. Es sei aber gleich vorweg genommen, daß dieselben Längserstreckung haben. Die Querbrüche, wie sie auf der Karte von Ogilvie Gordon (35) dargestellt sind, fehlen überhaupt. Eine der Hauptschubflächen zieht ziemlich hoch am Hang durch. Sie beginnt mit zwei Ästen im Duron Tal innerhalb Pozzates in Form steil geneigter Verwerfungen, wobei die Schichten — obere Teile der Werfner Schichten bis Buchensteiner Schichten — verworfen werden. Schleppungen sind an randlichen Teilen zu beobachten. Unterhalb Pra da Molin vereinigen sich die beiden Störungen zu einer ausgesprochenen Überschiebungsfäche. Sie trennt zuerst Mendeldolomit im Hangenden von Buchensteiner Schichten und Agglomeraten mit Augitporphyr im Liegenden (siehe Fig. 5), später leicht bergeln (NW) fallenden Mendeldolomit von solchem, der mehr oder weniger gleichsinnig dem Hang fällt (SO). In ihrem weiteren Verlauf treten auch Fetzen von Werfner Schichten auf, auch spaltet sich die Störung mehrfach auf. Rechts (südlich) des

Dona Baches vereinfacht sich das tektonische Bild. Hier hat offenbar die Grenze Mendeldolomit (Unterer Muschelkalk)—Werfner Schichten als Bewegungshorizont gedient (siehe Fig. 5).

Bei Monzon reicht die Schichtfolge von Werfner Schichten bis Mendeldolomit, der bei P. 1738 ansteht. Darüber wiederholt sich die normale Schichtfolge wieder von den Werfner Schichten an aufwärts. Zwischen den beiden Mendeldolomithändern liegt ein Höhenunterschied von rund 100 m. Mangel an Aufschlüssen verhindert die Entscheidung, ob sich der untere Mendeldolomit etwa weiter gegen das Udai Tal hin fortsetzt. Ähnliche Verhältnisse treten auch südlich des Vajolet Tales (Rio di Sojal) auf. Hier liegt ebenfalls der normalen, noch von höheren Schichtgliedern überlagerten Mendeldolomitplatte von Ciampedie (vorderster Punkt P. 1904) ein kleiner Rest einer tieferen, bei P. 1835 vor. Man könnte zur Ansicht neigen, daß es sich hier um eine Fortsetzung der Überschiebung an den Abhängen des Mte. Dona handelt.

Am verwickeltesten ist der Bau der Hänge ober Campitello. Den Fuß bildet Augitporphyr, dem nach oben Agglomerate folgen. An einer steil stehenden Störung grenzt er an Werfner Schichten. Diese bilden eine tiefe Mulde. Im N, am Hang gegen das Duron Tal hin, überlagern sie Mendeldolomit. In diese Werfner Schichten wurde von oben her eine Scholle jüngerer Gesteine eingepreßt (Unterer Muschelkalk, Mendeldolomit, Buchensteiner Schichten und Augitporphyr, siehe Fig. 5). Alle diese Gesteine sind stark durcheinander gepreßt, so daß sie schon nach kurzer Erstreckung immer wieder wechseln. Es handelt sich mehr um eine tektonische Vermischungszone. Soweit es möglich war, wurden auf der Karte die einzelnen Glieder getrennt ausgeschieden, doch enthält die auf der Karte nordöstlich Crousch eingezeichnete Scholle von Mendeldolomit auch die andern oben angeführten Gesteine. Wie zertrümmert diese starren Gesteine sind, zeigt ein Aufschluß am Eingang ins Duron Tal (rechte Seite) gleich hinter den letzten Häusern von Campitello. Den Werfner Schichten der liegenden Scholle ist zum Teil stark zertrümmerter Mendeldolomit auf- und eingepreßt. Er macht bei Ansicht aus einiger Entfernung den Eindruck von Bergsturzschutt. Dies scheidet jedoch bei genauerer Betrachtung und wenn man diese Gesteine weiter hinauf verfolgt, aus.

Der Störung, die die Werfner Schichten bei Crousch vom Augitporphyr trennt (siehe Fig. 5), kommt vielleicht größere Bedeutung zu. Bei Campitello wird nämlich das linke Talgehänge des Fassa Tales — von geringfügigen Einlagerungen abgesehen — bis hoch hinauf von augitporphyrischen Gesteinen aufgebaut. An den rechten Talhängen hingegen stehen Sedimente der unteren und mittleren Trias an. Um diesen Gegensatz zu erklären, muß man entweder annehmen, daß der Augitporphyr links nahe seiner Eruptionsstellen steht, oder es muß eine beträchtliche Störung zwischen linker und rechter Talseite liegen. Ihr Ausstrich ist dann größtenteils unter der Talsohle durch Schutt verdeckt.

B. Brüche.

Gegenüber den großen Störungsflächen (Überschiebungen) tritt die Bedeutung der Brüche wesentlich zurück. Sie sind in erster Linie in starren Gesteinen, wie Mendeldolomit, Schlerndolomit und Augitporphyr zu beobachten, die sie oft in großer Zahl auf enge Erstreckung durchsetzen.

Eine Reihe solcher Brüche liegt im Kammstück Seceda-Pitschberg und an dessen S-Abhängen. Mit geringen Sprunghöhen durchsetzen sie die Schichtplatte Unterer Muschelkalk-Mendeldolomit-Buchensteiner Schichten-Augitporphyr. An der S-Seite des Pitschberges liegen die Sprunghöhen um 60 bis 80 m.

Untergeordnete Störungen liegen westlich St. Christina; ihre genaue Verfolgung ist durch Moränenschutt und Vegetationsbedeckung erschwert.

Ein untergeordneter Bruch durchsetzt am Ausgang des Saltrie Tales den Mendeldolomit. Er tritt morphologisch in einer senkrechten Felswand hervor, die quer zum Tal steht.

Kleine Brüche sind im Saltrie Tal innerhalb P. 1540 erschlossen. Hier liegen auf der linken Talseite in Augitporphyr kleine Schollen von Buchensteiner Schichten. Sie werden von drei Brüchen abgeschnitten. An den Bruchflächen selbst ist Verbiegung und Schleppung der Buchensteiner Schichten zu beobachten.

Wo auf der Seiser Alm die weichen und schmiegsamen Wengener Schichten liegen, ist der Verlauf von Bruchlinien nur selten festzustellen. Nur westlich Heißböck, am Kamm zum Pitzberg hinauf wird ein solcher durch gegen N fallende Cassianer Schichten angedeutet, da sonst das Schichtfallen gegen S gerichtet ist.

An der W-Seite des Puflatsch sind mehrere kleine Brüche im hier durchziehenden Mendeldolomitband sichtbar. Ihre Sprunghöhe schwankt zwischen 5 und 10 m. An den Hängen von Unternon gegen den Puflatsch, die aus Augitporphyr bestehen, sind schöne Harnischflächen zu beobachten. Sie fallen ungefähr gleichsinnig dem Hang. An diesen Brüchen ist wohl das ganze Gebiet von Unternon abgesessen, wobei die Wengener Schichten zerrüttet wurden (siehe S. 22). Außerdem brachen später (postglazial) zufolge der tektonischen Auflockerung durch die Brüche begünstigt, aus Augitporphyr Bergsturm Massen los.

Über den Spitzbühel, am W-Rand der Seiser Alm, zieht ein kleiner Bruch in NS-Richtung. Sein N-Ende ist durch Moränenschutt verdeckt, im S setzt er durch Augitporphyr ab. Dieser zeigt hier schöne mit Hämatit beschlagene Harnischflächen. Durch diese Verwerfung werden am Spitzbühel Wengener und Cassianer Schichten abgeschnitten.

Eine Bruchlinie größerer Bedeutung durchsetzt das Schlernmassiv. Sie kommt an der NO-Seite des Schlern durch den Gamssteig herauf, überquert das Schlernplateau in SW-Richtung, übersetzt den Schlerngraben und zieht zur Scharte zwischen Tschafatsch und Mittagkofel hinauf. Sie folgt dann der Bärenfalle hinunter ins Tschamintal. Dabei spaltet sie in zwei Äste auf. In der Nähe der Tierser Linie, oberhalb der Traunwiese bei St. Cyprian läuft diese Störung dann in Werfner und Bellerophon-Schichten aus. Im nördlichen Teile des Bruches ist Schichtverstellung deutlich zu beobachten. Wo der Gamssteig den Plateaurand erreicht, steht links (N) der Störung Schlerndolomit an. Er fällt gegen NW. Rechts (S) sind Raibler Schichten, die gegen S, weiter oben gegen N fallen. Am Schlernplateau stehen beiderseits Raibler Schichten an. Nur nächst P. 2394 schaut nördlich der Störung noch einmal Schlerndolomit vor. Sehr deutlich ist die Schichtverstellung am SW-Rand des Schlern, wo die Störung durch das in Schlerndolomit liegende Lavaband schneidet. Der Verwerfungsbetrag macht hier 20 m aus. Vom Schlerngraben

weiter nach S fehlt eine deutliche Schichtverstellung, der Bruch tritt nur mehr morphologisch hervor. An der Kesselschneide, südlich des Tschamintales zeigt der Mendoldolomit starke tektonische Zertrümmerung (siehe S. 16). An der Störung, die nach ihrem Auftreten am Gamssteig kurz als Gamssteigverwerfung bezeichnet werden möge, ist die nördliche Scholle gegenüber der südlichen gehoben worden. Am N-Ende der Gamssteigverwerfung treten beiderseits Parallelbrüche auf. Einer durchsetzt nordöstlich des Pez von P. 2470 den Schlerndolomit bis zu den Wengener Schichten nördlich P. 1891, die noch tektonische Zertrümmerung zeigen (siehe S. 20). Ein weiterer Bruch durchzieht östlich der Gamssteigverwerfung den Schlernhang. Er kreuzt den Schlernweg bei P. 2177 und tritt hier morphologisch als weite, offene Kluft schluchtartig hervor. Bei P. 1737 trifft diese Verwerfung die Wengener Schichten. Sie ist hier gut erschlossen, streicht N 10° O und steht saiger. Die Sprunghöhe beträgt 30–40 m (siehe S. 21).

Am Rande des Schlernplateaus gegen die Seiser Alm beschrieb Rothpletz (44; 45) eine Verwerfung, die auch von Ogilvie Gordon (35) auf ihre Karte übernommen wurde. Mit dieser Störung wollte man einige Erscheinungen erklären, wie den Wechsel im Schichtfallen des Schlerndolomits, das Auftreten von Resten von Raibler Schichten, die gegenüber dem Hauptverbreitungsgebiet am Schlernplateau tiefer liegen sowie ein Abbiegen der Raibler Schichten westlich der Roterdspitze gegen S. Alle diese Erscheinungen lassen sich jedoch vollkommen befriedigend auch ohne Störung erklären. Zunächst der Wechsel im Schichtfallen des Schlerndolomits. An den Hängen gegen die Seiser Alm hin ist wiederholt gleichsinnig dem Hang verlaufendes Fallen zu beobachten, während am Schlern selbst, so weit der Schlerndolomit hier überhaupt eindeutige Schichtung zeigt, mehr söhlige Lagerung herrscht. Nun stellt aber der O-Hang des Schlern die Riffböschung dar, wie schon das Auftreten der Übergangsschichten von Schlerndolomit zu Cassianer Schichten zeigt (siehe S. 26). Mithin ist ein Einfallen der Schichten nach außen nicht verwunderlich, ebensowenig, wie flache Lagerung im Innern. Was nun die Reste tiefer gelegener Raibler Schichten anbelangt, so wurde schon oben ausgeführt, daß dieselben in dolinenartigen Mulden der Schlerndolomitoberfläche liegen (siehe S. 28, 44). Es sei nun dahin gestellt, welches Alter diese Dolinen haben, ob sie junge Bildungen sind, in denen nachträglich Raibler Material zusammengeschwemmt wurde, oder ob sie etwa Bildungen sind, die dem Alter nach den Verkarstungserscheinungen an der Oberfläche des Wettersteinkalkes der nördlichen Kalkalpen (Ammergauer Alpen) zu vergleichen sind, für die Steinmann¹⁾ präkarnisches Alter nachgewiesen hat. Die Auflagerung der Raibler Schichten wäre dann primär. Sicher ist jedenfalls, daß die Mulden dolinenartige Bildungen sind. Vom Schlernplateau ziehen die Raibler Schichten gegen die Roterdspitze hinauf. Westlich derselben biegen sie gegen P. 2577 nach S ab. Es liegt hier eine kleine Schichtverbiegung vor (Flexur). Nirgends jedoch treten am östlichen Schlernrand Anzeichen einer Störung, wie sie die Rothpletz'sche Schlernrandverwerfung vorstellt, auf.

Nach Ogilvie Gordon (35) setzt sich diese Verwerfung an der S-Seite der Roterdspitze und darüber hinaus fort. Die dem Schlerndolomit ein-

¹⁾ Koekel C. W., Richter M., Steinmann H. G., Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. Wiss. Veröff. d. D. u. Ö. A. V., 10., Innsbruck 1931.

gelagerten Laven werden dadurch mehrfach abgeschnitten. Dieses hier nicht geschlossene Auftreten der Lava erklärt sich aber sehr einfach aus der Tatsache, daß sie in ihrem ganzen Verlauf gegen das Innere des Schlernmassivs, hier also gegen N, auskeilt.

Ein bedeutender Bruch mit einer Sprunghöhe von rund 150 m setzt über den Tschafon. Sein Ausstrich ist nicht genau festlegbar, sein Vorhandensein durch den großen Höhenunterschied der Mendeldolomitbänder am S-Hang des Tschafon bewiesen: Nördlich der Kapelle St. Sebastian (bei Tiers) in 1480 m (bei P. 1475), südsüdöstlich St. Sebastian in 1320 m.

Eine kleine Störung zieht an der O-Seite der Coronelle schräg gegen N. Bei P. 2657 (Baumann Paß=Forca di Davoi) setzt sie auf die W-Seite des Rosengarten hinüber. Der Schlerndolomit ist an dieser Störung fein mylonitisch zerrieben.

An den Hängen der Dirupi di Larsec, der Pta. di Canalone und des Aut da Monzon treten mehrfach Brüche auf, sie verwerfen das Buchensteiner Band oft mit bedeutender Sprunghöhe und treten dadurch deutlich hervor.

Der Schlerndolomit im Schlern und Rosengarten wird von Scharen von Klüften durchzogen, die alle tektonischen Linien folgen, nur sind dieselben tektonisch ganz untergeordneter Bedeutung. Sie wurden auf der Karte nicht eingetragen. Für die Einzeichnung einer Störung wurde wahrnehmbare Schichtverstellung zur Voraussetzung gemacht. Die bedeutenderen dieser tektonischen Klüfte treten ohnehin in der Kartenzeichnung hervor. Sie boten Leitlinien für die Erosion (z. B. Schlernklamm).

Zum Schlusse sei noch darauf hingewiesen, daß die meisten der von Ogilvie Gordon (35) verzeichneten Störungen (Brüche) nicht vorhanden sind, ebenso, wie für Torsionserscheinungen keine Anhaltspunkte beigebracht werden können.

C. Tektonisches Gesamtbild.

Aus den oben beschriebenen Störungen ergibt sich ein verhältnismäßig einfaches Bewegungsbild. Die drei großen, vom Außenrand (W-Rand) der Dolomiten gegen das Innere verlaufenden Störungen teilen das Gebiet in große tektonische Einheiten. An den meist steil gegen S fallenden Schubflächen haben wohl keine weitreichenden Transporte stattgefunden, man wird aber nicht fehl gehen, wenn man geringfügigere Überschiebungen annimmt.

Aus Streichen und Fallen der Schubflächen kann auf von S nach N gerichtete Bewegung geschlossen werden.

Am stärksten macht sich der S—N-Schub an der Villnößer Linie bemerkbar, die sich noch weit gegen O bis nahe ins Campiller Tal verfolgen läßt (Mutschlechner, 32). Die Grödner und Tierser Linie sind gegenüber der Villnößer Linie weit weniger bedeutend, sie greifen auf eine viel kürzere Strecke in die Dolomiten ein.

Auf den möglichen Zusammenhang zwischen Grödner Linie und Pitschbergüberschiebung wurde schon oben hingewiesen. Der Ausstrich der Pitschbergüberschiebung verläuft annähernd rechtwinkelig zur Grödner Linie. Nimmt man an, daß beide, Pitschbergüberschiebung und Grödner Linie, Teile derselben Bewegungsfläche sind, so kann man dieses Zurückspringen der Hangendscholle gegen St. Christina durch gegen O gerichtete Rückerosion erklären.

Durch den Vorschub gegen N wurden die starren Gesteinsplatten vielfach zerbrochen und die einzelnen Bruchschollen zum Teil gegeneinander verschoben. Starke Faltungen über weite Gebiete fehlen, wohl sind aber gelegentlich die schmiegsamen Geseine (z. B. Bellerophon-Schichten, Werfner Schichten) örtlich leicht gefaltet.

Eine seichte aber immerhin über große Strecken verfolgbare Mulde liegt im Gebiete der Seiser Alm, ihren N-Flügel bilden der Pufletsch und der Piz Berg, den S-Flügel die Höhen zwischen Schlern (Roterds Spitze) und Fassa Joch. Beiderseits des Saltrier Tales bei der Tirlir Schwaige bilden Wengener und Cassianer Schichten eine Flexur. Die Mulde setzt sich gegen O im Langkofel fort.

Ausgedehnte Sattelbildungen fehlen, lediglich im Fassa Tal sind zwischen Campitello und Mazzin die Schichten in einem schmalen Streifen zu einer antiklinalen Aufwölbung emporgehoben.

Morphologie.

I. Selektive Morphologie.

Auf das morphologische Gesamtbild haben größten Einfluß einerseits die Gesteinsfolge, anderseits die Lage der einzelnen Schichten. In erster Linie treten nur größere geologische Einheiten hervor, kleinere Einschaltungen machen sich überhaupt nicht oder nur untergeordnet im Landschaftsbild bemerkbar.

Quarzphyllithänge sind schon auf weite Sicht an ihren flachen, sanften Formen kenntlich, nur dort wo quarzitisches Einlagerungen auftreten, ist steileres Gehänge, das in den Gräben oft zur Bildung kleiner Wandstufen neigt, gegeben. Durch die Kalkarmut der Verwitterungsböden des Quarzphyllits bedingt, sind dieselben ein verhältnismäßig ungünstiger Ackerboden.

Große Siedlungen (Gufidaun, Lajen usw.) sind wohl in erster Linie siedlungsgeschichtlich bedingt, da die Anlage auf alten Landoberflächen besonders günstige Bedingungen bot.

Die tonigen Verwitterungsrückstände der Quarzphyllitböden führten allenthalben zu mehr oder weniger ausgedehnten Versumpfungen, da sie den normalen Wasserablauf verhindern (z. B. südlich des Tschamberges).

Die größere Steilheit der Quarzphyllithänge im S des Villnöser Tales ist darin bedingt, daß hier die Schichtköpfe angeschnitten sind, während die Hänge gegen das Grödnertal gleichsinnig dem Schichtfallen liegen.

Der Amphibolit (bei Gufidaun), gegenüber dem Quarzphyllit ein widerstandsfähigeres Gestein, tritt aus seiner Umgebung als kleine, vom Eis überschiffene Kuppe hervor. Auch die Schlucht am Ausgang des Villnöser Tales ist durch das Auftreten härteren Gesteins (z. T. Amphibolit und Klausenit) bedingt.

Der Verrucano tritt infolge seiner geringen Mächtigkeit im Landschaftsbilde nicht hervor.

Auch der Melaphyr und seine Tuffe machen sich nur örtlich bemerkbar, die Laven bilden kleine Wandstufen, die leichter verwitterbaren Tuffe flachere, dicht bewachsene Hänge.

Über den zumeist sehr sanft geneigten Hängen des Quarzphyllits, bzw. über den nur schwach hervortretenden basalen Bildungen folgt die im Landschaftsbild überall deutlich sich abhebende Porphyryplatte. Ihre Ränder brechen als steile Wandstufen ab (am N-Rand der Raschöztzer Porphyryplatte über 300 m). Der Quarzporphyr ist gegen Verwitterung sehr widerstandsfähig, die Böden sind wenig fruchtbar.

Die Tufflagen bilden zufolge ihrer leichteren Verwitterbarkeit und ihrer größeren Wasserführung für Bebauung geeignete Flächen. Liegen die Tuffe zwischen Porphyr, so bilden sie flache Terrassen, hervorgegangen aus der Rückverwitterung des hangenden Porphyrs.

Grödner Sandstein bildet flachwellige, sanfte Geländeformen, nur in Rissen bildet er steile, stark zerklüftete und brüchige Hangpartien.

Ähnliche Formen herrschen im Verbreitungsgebiet der Bellerophon-Schichten vor, nur die zwischengeschalteten Gipslagen springen oft als Leisten vor.

Das Verbreitungsgebiet der Werfner Schichten kennzeichnet sich durch steilere Hangformen, ihr Schichtausstriche kommen meist in die Waldregion zu liegen. In Wasseranrissen führt der stetige Wechsel weicherer und härterer Schichten zu schroffigen Steilhängen.

Auf diese, mehr oder weniger flache Formen bildenden Gesteine folgt eine Serie dolomitischer und kalkiger Gesteine.

Der Mendeldolomit tritt trotz seiner geringen Mächtigkeit als wohl ausgeprägte Wandstufe deutlich hervor. Auch im Waldgelände, wohin seine Ausstriche meistens fallen, hebt er sich schon zufolge seiner hellen Anwitterungsfarbe gut heraus.

Die Buchensteiner Schichten mit ihrem bunten Wechsel von härteren und weicheren Schichten bilden in jenen Teilen, wo sie von Schlerndolomit überlagert werden, ein mehr oder weniger breites sich deutlich abhebendes Schuttband (Rosengarten W-Seite); wo sie aber von augitporphyrischen Gesteinen überlagert werden, ist ihr Hervortreten im Landschaftsbild wenig auffällig, lediglich die Knollenkalke bilden kleine Wandstufen.

Hauptfelsbildner im Gebiet ist der oft unegliederte Schlerndolomit. Am Schlern, wo er von Raibler Schichten überlagert wird, bildet er einen mehr einheitlichen Klotz, der mit steilen Wänden abbricht. Nur randlich lösen sich manchmal einzelne turmartige Felszacken ab. Im Rosengarten, wo eine schützende Bedeckung durch Raiblerschichten fehlt, bildet er reichgegliederte Grate.

Wo an Schlerndolomit augitporphyrische Gesteine grenzen, heben sich dieselben schon durch ihre dunkle Farbe vom hellen Dolomit ab. Die augitporphyrischen Laven brechen mit steilen, von kleinen Wänden durchsetzten Hängen ab. Die Tuffe erweisen sich nach ihrer Korngröße mehr oder weniger widerstandsfähig. Tuffkonglomerate geben ähnliche Formen wie die Laven, feinkörnige Tuffe neigen zu weicheren Hangformen. In Anrissen wittern sie oft „wollsackförmig“ an (nächst Seiser Alpenhaus; oberes Duron Tal).

Die saften, welligen Formen der Seiser Alm sind durch das Auftreten der weichen und leicht verwitterbaren Wengener und Cassianer Schichten bedingt. Am Schlern, wo Wengener Laven und Tuffe zwischen Schlerndolomit liegen, treten dieselben als wohl ausgebildete Felsterrasse hervor. Zuzufolge ihrer leichten Verwitterbarkeit tragen sie eine dichte Grasnarbe.

Auf den Raibler Schichten, die sich im Landschaftsbild nicht besonders bemerkbar machen, liegen in Form kleiner Kuppen geringmächtige Reste von Dachsteindolomit; sie heben sich über den schön begrünzten Raibler Schichten deutlich als weiße Felsen ab.

Die auffälligste Erscheinung im Gesamtlandschaftsbild ist das Auftreten großer, über weite Flächen hin sich einheitlich fortsetzender Verflachungen (siehe Fig. 6). Schon Richthofen (43) wies darauf hin. Er unterschied ein Waldplateau (Quarzporphyrplateau) (siehe 1 in Fig. 6), ein Tuff- oder Almplateau — letzteres in zwei Stufen, einer nördlichen tieferen (Seiser Alm) und einer südlichen höheren (Gebiet des Augitporphyrs Auf der Schneid, am Palaccia und am Mte. Dona (2 a und b in Fig. 6) — und als drittes andeutungsweise das Dolomitplateau (Schlern) (3 in Fig. 6). Bedingt wird diese Erscheinung durch den Wechsel härterer und weicherer Gesteine. Die unterste

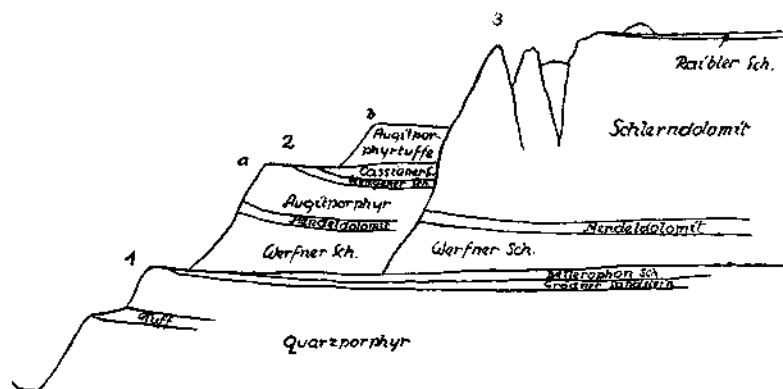


Fig. 6. Schema der Hauptverebnungen.

1 = Quarzporphyrplateau; 2 = Tuff-(Alm-)Plateau, 2a = Seiser Alm, 2b = Pallaccia; 3 = Dolomitplateau (Schlern).

Steilstufe fällt im wesentlichen mit den Abbrüchen der Quarzporphyrplatte zusammen, die oberste mit den Wänden des Schlerndolomits. Die sie trennende mittlere Stufe tritt nur im Bereiche der vulkanischen Fazies hervor. Ihr Steilabfall fällt mit den Ausstrichen von Mendeldolomit, Buchensteiner Schichten und Augitporphyr zusammen. Wo im mittleren Plateau (Tuffplateau) die weicheren und daher leichter abtragbaren Wengener und Cassianer Schichten auftreten, ist die Plateauoberfläche etwas abgesenkt, so daß sich, wie schon Richthofen beobachtet hatte, dieses Flächensystem fallweise in zwei Teile gliedert.

Im engen Anschluß an das Auftreten dieser in erster Linie durch die selektive Abtragung entstandenen Verflachungszonen hält sich die Verbreitung der menschlichen Siedlungen. Das unterste Plateau, zum Teil von Grödner Sandstein, Bellerophon-Schichten und fallweise durch Grundmoräne gebildet, trägt zahlreiche Siedlungen (Kastluth, Seis, Völs, Ums usw.), das mittlere Plateau bildet die fruchtbaren Almböden der Seiser Alm und Aschkler Alm.

Äußere Teile von Grödner und Villnößer Tal zeigen eine auffallende Ungleichheit im Talquerschnitt. Bei beiden sind die N-seitigen Talhänge weit aus flacher und sanfter als die S-seitigen. Der Grund hiefür liegt im Ein-

fallen der Gesteine, das nach S geneigt ist. Beim Tieferineinschneiden der Täler ist die Erosionsbasis allmählich auf den Schichtplatten abgerutscht, die Tiefenlinie des Tales hat sich dabei allmählich nach S verschoben. Die S-seitigen Talhänge waren dadurch stärker der Erosion ausgesetzt, sie wurden vorzu unterschritten, was sich in steileren Hangformen bemerkbar macht.

Neben dieser selektiven Morphologie, die das Gesamtbild in seinen typischen Grundzügen gezeichnet hat, macht sich auch noch tektonische Morphologie allenthalben bemerkbar.

Ampferer (3, S. 259) weist bereits auf die in den Dolomiten so häufig auftretende Turmbildung hin und erklärt diese Erscheinung entweder als eine Zersprengung starrer Schichtplatten durch Biegen oder durch staffelweise Absenkung randlicher Teile von Schichtplatten. Für erste Art kann wohl die Zergliederung des Rosengarten namhaft gemacht werden, für die letztere Art sind Santner und Euringer Spitze Beispiele.

Auf tektonische Anlage gehen auch die gradlinig verlaufenden Taleinschnitte in Schlerndolomit zurück, für die ein schönes Beispiel die Schlernklamm (südlich Seis) und ihre Fortsetzung auf der S-Seite in einem Seitengraben des Schlerngrabens bildet.

Die zahlreichen im Schlerndolomit auftretenden tektonisch bedingten Klüfte treten meist als Kamine oder Gesimse hervor.

II. Hebungweise Formentwicklung.

Die hebungswise Formentwicklung tritt in diesem Gebiet der Südtiroler Dolomiten weit weniger ausgeprägt hervor, als etwa in den Nördlichen Kalkalpen, wo Reste alter Landoberflächen in Form von Karen, Gehängeleisten und Kammverflachungen so zahlreich sind, so daß sie unschwer zu großen, über weite Gebiete sich erstreckenden Systemen zusammengefaßt werden können. Wohl scheinen auch in den westlichen Südtiroler Dolomiten große Verflachungszonen auf, doch scheint hier die selektive Formgebung die hebungswise Formgebung (unabhängig vom Gestein) an Bedeutung weit zu übertreffen.

Höchstgelegene noch über größere Bereiche feststellbare Verflachungszonen liegen zwischen 2400 und 2500 m. Am auffälligsten ist diese Verflachungszone wohl am Schlern, sie liegt hier größtenteils in Raibler Schichten (3 in Fig. 6). Am Rosengarten treten hieher gehörige Verflachungen am Antermoia See um 2490 m, am Larsee um 2400 m, im obersten Vajolet Tal, ebenfalls um 2400 m und am Colle di Barbolada um 2375 m auf. Höchste, vielleicht noch hierhergehörige Reste liegen im Gartl bei 2627 m, am Molignon Paß bei 2614 m, am Hühnerstand bei 2569 m und am Grasleiten Paß bei 2601 m. Dazu kommen wohl noch kleinere Hochtäler der Rosengartengruppe (um 2600 m), so z. B. an der O-Seite der Scalieret Spitze. Diese um 2600 m gelegenen Verflachungszonen stellen wohl innerste und daher auch höchst gelegene Teile dieses Systems dar.

Eine nächst tiefer gelegene Verflachungszone liegt in einer Höhe um 2300 m. Südlich des Grödner Tales gehören ihr die Höhen beiderseits des Dona und Duron Tales (Do ciuril 2355 m, Mte. Dona 2348 m, Fassa Joch 2297, Palacia 2351 m und des Tierser Alpl zwischen 2300 und 2400 m) (2 b

in Fig. 6) an. Gegen das Tierser Tal senkt sich diese alte Landoberfläche allmählich ab. Zunächst gehören hierher die Verebnungen beiderseits des Pletschen und Jungbrunnen Tales (Schönbühl 2260 m, Tschafatsch 2240 m) und dann allmählich sich absenkend gegen das Eisak Tal die Verflachungen am Mittagkofel 2186 m und an den Nickelberger Köpfen.

Nördlich des Grödner Tales gehören die weiten Flächen der Aschkler und Cisles Alm (zwischen 2200 und 2400 m, an den Rändern bis gegen 2500 m ansteigend) dieser im S des Grödner Tales so verbreiteten alten Landoberfläche an.

Am auffälligsten im Landschaftsbild ist die große Verebnung der Seiser Alm in einer Höhe von 1900 bis 2100 m, die der in den Dolomiten am besten ausgeprägten alten Landoberfläche angehört (Tuff-Almplateau, 2 a in Fig. 6). Sie liegt z. T. in augitporphyrischen Gesteinen, z. T. in Wengener und Cassianer Schichten. Diesem Niveau gehören wohl auch die in Grödner Sandstein gelegenen Verebnungen bei der Brogles Alm (höchster Punkt bei 2155 m) und die Verflachungen, die von hier aus entlang der Raschötzer Porphyryplatte in einer Höhe um 2100 m gegen den Außer-Raschötz ziehen, an. In ähnlicher Höhe liegen die weiten in Werfner Schichten und z. T. aber auch in Mendeldolomit gelegenen Flächen südwestlich des Pitschberges. Gegen das Eisak Tal senkt sich dieses Flächensystem etwas ab, es gehören ihm die flachen Quarzphyllitböden des Tschamberges, westlich des Außer-Raschötz zwischen 2000 m und 1870 m an. Vielleicht sind auch die Verflachungen im Quarzphyllitgehänge nördlich des Raschötz Kammes, die sich in Höhen um 1900 m halten diesem Niveau zuzurechnen.

Die Verebnungen im Schlerndolomit des Tschafon (1728 m) und in den Bellerophon- und Werfner Schichten des Tschager Joches (um 2000 m) stellen wohl ebenfalls kleine, diesem Oberflächensystem angehörige Reste dar.

Aus der verschiedenen Höhenlage dieser Flächenreste sieht man, daß sich dieses Niveau aus dem Inneren der Dolomiten allmählich gegen das Eisak Tal hin absenkt. Außerdem tritt deutlich hervor, daß sich diese Verebnungen unabhängig von der Gesteinsfolge und der Tektonik herausgebildet haben.

Die ausgedehnten Verflachungen, die sich von Wolkenstein in einer Höhe von 1500 m nach St. Christina hinausziehen, setzen sich an den Hängen des Grödner Tales, talaus etwas absteigend, fort. Nördlich des Grödner Tales gehören diesem Oberflächensystem die kleinen Hangleisten bei St. Peter und Tanirz (beide etwa um 1200 m) und die ausgedehnten Verflachungen, die sich von Tschövas (1229) gegen das Lajener Plateau hin absteigend fortsetzen, an.¹⁾

Südlich des Grödner Tales setzt sich die von St. Christina her verfolgbare alte Landoberfläche über St. Michael (1282 m) auf das Quarzporphyryplateau von Kastluth (1060 m) fort (Porphyryplateau, 1 in Fig. 6).

Im Villnößer Tal sind kleine von Gelände sich abhebende Leisten beim Hirschen Eck (1420 m), beim Matschieser (1314 m), beim Flitzer Hof (1345 m), beim Patschider (1345 m) und beim Gnoll (1146 m). Diese talaus allmählich sich absenkenden Verebnungen sind wohl demselben Niveau zuzuordnen,

¹⁾ Siehe Machaček F.: Tal- und Glazialstudien im unteren Eisakgebiete I u. II, Mitt. d. k. k. Geogr. Ges., Wien 1909 und 1910.

das im benachbarten Grödner Tal von Wolkenstein über St. Christina gegen Lajen zieht.

Die Hangverflachung von Figerst (1144 m) und Freins (1104 m) stehen im Zusammenhang mit der großen Verebnung von Lajen.

Zu beiden Seiten des Eisak Tales sind Hangleisten und kleine Felsterrassen erhalten, die dem Talgehände entlang führen. Im großen und ganzen lassen sich zwei Hauptniveaus auseinanderhalten, ein höheres zwischen 850 und 900 m und ein tieferes um 730 m. Stellenweise nähert sich die Untergrenze des oberen Niveaus weitgehend dem unteren, so daß oft eine eindeutige Trennung beider schwer durchführbar ist. Gleiches gilt für die Grenze gegen das darüber folgende Porphyrniveau.

Dem höheren Niveau gehören die Terrassenstücke von Maier am Berg (850 m), Schloß Fonteklaus (896 m), Albions (893 m), St. Konstantin (914 m), Völs (880 m), Prösels (874 m) und die Verebnungen ober St. Katharina (900 m) an.

Die Verflachung des Talbodens im Villnößer Tal innerhalb Pardell (924 m) steht wohl auch im Zusammenhang mit diesem Niveau (1 in Fig. 6).

Dem tieferen Niveau sind die Terrassenstücke von Gufidaun (734 m), beim Lagerhof Hof (738 m), von Runk (738 m), beim Trogler (639 m) und bei St. Katharina ober Waidbruck (698 m) zuzuordnen. Die Grödner Bahn benützt z. T. diese flachen Terrassenstücke.

Talein gegen das Villnößer Tal setzt sich diese Verebnungszone in dem flachen Talstück beim Gasthaus zur Sonne fort.

Die Eintiefung der Täler war, wie die bis knapp an die Talsohle reichenden diluvialen Ablagerungen zeigen, bereits vor deren Ablagerung vollzogen. Bei der Ausräumung der mächtigen interglazialen Zuschüttungen (Breccien und Terrassensedimente) haben sich die Bäche streckenweise noch um wenigstens tiefer in den Felsuntergrund eingeschnitten.

Mehrfach kam es bei diesem Wiederausräumen der interglazialen Terrassensedimente zu epigenetischen Talbildungen. Solche sind im Villnößer Tal östlich der Mündung des Froier Baches und östlich des Gasthauses Stern. Ein alter Talausgang liegt bei Gufidaun, im Grödner Tal einer nördlich von Waidbruck, am Hang gegen Lajen (siehe S. 47, 48).

III. Glaziale Morphologie.

Der Einfluß der Quartärzeit auf die Oberflächengestaltung macht sich nur in leichter Überformung des bereits vorhandenen Reliefs und geringmächtigen Aufschüttungen bemerkbar. In weiter Verbreitung treten Rundhöcker auf. Sie liegen auf Quarzphyllit (Lajen), Amphibolit (Gufidaun), dann sehr schön ausgebildet auf Quarzporphyr (westlich Kastluth und bei Völs) und auf Schlerndolomit (gut erhaltene Rundhöckerlandschaft zwischen Antermoja See und Larsee, eine kleinere auch im obersten Vajolet Tal).

Eisgleitrinnen sind eine sehr auffällige Erscheinung im Landschaftsbild. Sie treten an der N-Seite der Tschamin Spitzen (Fig. 7) und an der O-Seite der Rosengarten Spitze (Fig. 8) auf. Eine weitere, sehr deutliche Eisgleitrinne beschreibt bereits Ampferer (3, S. 258) zwischen Mantello und Polenton. Eine den Eisgleitrinnen ähnliche Form zeigt auch die Senke zwischen Dona Kogel (2660 m) und Fallwand (2816 m) nördlich des Antermoja Sees.

Weniger deutlich ausgeprägt ist eine Eisgleitrinne am NO-Rand des Schlern-plateaus. Vom Eise ausgeschliffen ist auch die Rinne, mit der das Larsee zum Vajolet Tal mündet.

Ausgesprochene Karformen fehlen fast ganz, nur im Gartl, einer tiefen, zwischen Rosengarten und Laurinswand eingesenkten Mulde ist ein flaches Kar ausgebildet.



Fig. 7. Eisgleitrinnen an der N-Seite der Tschamin Spitzen.

Die quartären Ablagerungen, vor allem die hocheiszeitlichen Moränen, treten nur fallweise deutlicher in Erscheinung, meistens lagern sie sich den bereits bestehenden Hangformen an.

Die interglazialen Gehängebreccien und Terrassensedimente bilden örtlich kleine, wenig vorspringende Terrassen. Ihr Auftreten bis nahe an den heutigen Talboden weist darauf hin, daß die Eintiefung der Täler bereits vor der Ablagerung dieser Sedimente im großen und ganzen abgeschlossen war.

Die im Vergleich zu andern Alpengebieten seltener auftretenden Moränenwälle spielen in der Formgebung nur eine untergeordnete, rein örtliche Rolle. Sie bilden am Hang nur kleine Leisten oder leicht rückfällige Moränenkränze.

Bergstürze erlangen örtlich für die Formbildung größere Bedeutung. Neben welligen und höckerigen Oberflächen, die oft Ähnlichkeit mit Moränenablagerungen zeigen (N-Seite des Raschötzer Kammes, Fußgehänge des Schlern), haben Bergsturmassen zu Stufenbildungen in den Tälern geführt (Grödner Tal bei Pontives, Duron Tal bei der Sofos Alm).

Die starke Gehängeschuttbildung, besonders des Schlerndolomits, hat zu einer ausgedehnten, oft lückenlosen Ummantelung des Fußgehänges geführt (Schlern, Rosengarten).



Fig. 8. Eisgleitrinnen an der O-Seite der Rosengarten Spitze.

So ungünstig der poröse Schlerndolomit für Verkarstung sonst ist, sind noch einige Anzeichen dafür zu beobachten. Am NO-Rand des Schlernplateaus liegen eine Anzahl verschieden geformter, unregelmäßig verteilter Mulden. Ihren Boden kleidet zum Teil Raibler Material aus. Teils sind diese Mulden von Sumpfwässern erfüllt, z. T., besonders bei randlich gelegenen, fließt das Wasser in engen, in Dolomit geschnittene Rinnen ab. Diese tiefer als die übrigen Raibler Schichten liegenden Reste gaben neben anderen Anlaß einer dem Schlernrand entlang ziehenden Verwerfung (siehe S. 35).

Eine andere Art von Verkarstungserscheinung sind enge (bis 0.5 m) und bis 1 m tiefe, in unterste Raibler Schichten eingeschnittene Rillen. Am Schlernplateau westlich P. 2469 liegen sie im Vorgelände eines kleinen Moränenwalles und ziehen von hier gegen den Plateaurand hin. Sie wurden wohl von den Schmelzwässern des kleinen Gletschers eingeschnitten.

Der Antermoja See liegt in einer vom Gletscher ausgeschliffenen Felswanne. Der an seiner O-Seite liegende Bergsturzschutt hat für die Aufstauung

des Sees keine Bedeutung. In einer Felswanne liegt auch die kleine Wasseransammlung im Larsec. Ein verlandeter, kleiner Felsbeckensee liegt im oberen Boden des Larsec, westlich der Punta di Canalone.

Der Völser Weiher liegt in einer flachen in Grundmoräne gebetteten Mulde.

Der Lec Sant (Aschkler Alm) wird von Blockmassen, die vom Pitschberg niedergebrochen sind, aufgestaut.

Eiszeitliche und jüngere Bildungen.

Die quartären Ablagerungen dieses Gebietes lassen sich gliedern in: Gehängebreccien, Terrassensedimente, Ablagerungen der letzten Großvergletscherung (Würmmoränen), Lokalmoränen, Bergsturmassen und Gehängeschutt.

Die Gehängebreccien von St. Peter und Val Anna.

Südlich von St. Peter im Villnöß steht ober Pizak am Gehänge gegen den Raschötzkamm knapp über der Sohle des Villnößer Tales in einer Höhe von 1030 m eine zirka 8 m mächtige brecciöse Bildung an. Sie setzt sich zur Hauptsache aus Schlerndolomit, Quarzporphyr, Phyllit und quarzitischen Phylliten zusammen. Die Größe der Blöcke ist verschieden; sie schwankt zwischen kleinstem Korn und $\frac{1}{2}$ m und mehr im Durchmesser. Die Blöcke, besonders der Schlerndolomit und der Quarzporphyr, sind größtenteils gut gerundet. Manche Partien, besonders die feineren, bestehen fast ausschließlich aus kalkig-dolomitischen Gesteinen. Das Bindemittel dieser meist ziemlich kavernösen Breccie ist stark kalkhaltig; stellenweise ist es durch Beimengung von Grödner Sandstein rötlich gefärbt.

Eine Schichtung innerhalb dieser verfestigten Lagen ist nicht zu beobachten; lediglich an einigen wenigen Stellen ist ein leichter Wechsel von gröberen und feineren Lagen erkennbar.

Die Basis dieser Gehängebreccien bildet roter bis rotvioletter, an einigen Stellen aber auch grauer Grödner Sandstein, in dessen Relief (wellige Oberfläche und seichte Einschnitte) die Breccie eingelagert ist. Durch Auswaschung der an der Grenze Grödner Sandstein-Gehängebreccie entspringenden Quellen entstanden mehrere große Höhlen, die durch Nachbrechen hangender Breccienmassen erweitert wurden. Das Hangende der Breccien bildet Moränenschutt mit teilweise sehr schönen gekritzten Geschieben.

Die Gehängebreccie beginnt westlich des Vastel Baches (mündet in der Nähe des Profanter Hofes von S her in den Villnößer Bach) in einer Höhe von 1215 m und zieht entlang dem südlichen Gehänge des Villnößer Tales, immer von Grödner Sandstein unterlagert, leicht absinkend bis zur Säge innerhalb Pizak, wo sie bis an die Straße St. Magdalena—Pizak herabreicht. Von hier steigt sie wieder leicht an und zieht bis unterhalb der Schnott Höfe (oberhalb Pizak), wo sie dann auskeilt.

Das Material der Gehängebreccien kann nur aus dem Hintergrund des Villnößer Tales bezogen werden (Aferer Geiseln, Geißler Gruppe), da das hangauf anschließende Gehänge aus Quarzphyllit und Quarzporphyr besteht.

Ähnliche Breccienreste beschreibt auch Mutschlechner (32, S. 107) von der N-Seite des Villnößer Tales.

In Val Anna, nordöstlich von St. Ulrich, stehen nordöstlich von Oberwinkel zwischen 1720 und 1580 m entlang einer kleinen Bachfurche und längs des Weges vom Mte. Ballest ganz ähnliche brecciöse Bildungen an. Sie bilden hier eine dickbankige, flachgelagerte Breccienmasse. In den Breccien sind sämtliche Gesteine des Talbereiches, angefangen vom permischen Quarzporphyr bis zum ladinischen Augitporphyr, vertreten. Vereinzelt kommen auch kristalline Stücke vor. Die Größe der Gerölle schwankt zwischen feinstem Korn und Stücken von 1 m Durchmesser. Sie sind größtenteils gut gerollt. Das Bindemittel ist kalkig-sandig und durch Beimengung von Grödner Sandstein mehr oder weniger rot gefärbt.

Die Basis dieser Gehängebreccie bildet Quarzporphyr und Grödner Sandstein. Eine Überlagerung durch Moränenschutt oder sonstige Anzeichen von Gletschereinwirkung in Form von Rundbuckeln konnten nicht festgestellt werden.

Die Terrassensedimente.

Die Terrassensedimente setzen sich fast zur Gänze aus Schottern zusammen, in die stellenweise kleinere Lagen und Schmitzen feinerer Schotter und Sande zwischengelagert sind. Die Gerölle entstammen dem jeweiligen Einzugsbereiche, doch sind auch ortsfremde Gesteine (Brixner Granit) vorhanden. Der Brixner Granit dürfte älteren, durch den Eisackgletscher hier abgelagerten Moränen (Mindel oder Rißmoränen) entstammen. Die einzelnen Stücke sind gut gerollt, in ihrer Größe schwanken sie zwischen feinstem Korn und Kopfgröße. Die Schichtung der Schottermassen ist durchwegs sehr deutlich.

Südlich von St. Peter in Villnöß bilden die Schotter eine deutlich in Erscheinung tretende Terrasse, die sich von hier, nur durch die tiefen Einschnitte des Genoier und Flitzer Baches in mehrere Teilstücke zerlegt, talaus bis nach Pardell verfolgen läßt. Die Terrassenoberfläche verläuft in einer Höhe von 1160 bis 1165 m, also 70–80 m über der heutigen Talsohle. Die Schotter bestehen hier vorwiegend aus kleineren, kalkalpinen Geröllen, zur Hauptsache Schlerndolomit, denen kristalline Gesteine (Quarzphyllit, Quarzporphyr und Brixner Granit) in untergeordneter Menge beigemischt sind. Nur ganz vereinzelt treten größere Blöcke auf. Die Schotter sind deutlich horizontal geschichtet. Eine Überlagerung durch Moränenschutt ist nicht feststellbar.

Weiter talaus stehen am Wege nach Bad Froi Terrassensedimente an. Es sind ebenfalls sehr gut geschichtete, leicht taleinwärts fallende Schotter, in die wechsellagernd Sande und feinere Schotter eingeschaltet sind. Die einzelnen Stücke sind gut gerollt. Die in diesen Schottern auftretenden Stücke von Brixner Granit dürften älteren Moränen entnommen sein. In einer Höhe von 870 m werden diese Terrassensedimente von Würmgrundmoräne überlagert, die sich entlang des Fahrweges nach Bad Froi noch ein Stück hangaufwärts verfolgen läßt. Über den Schottern folgt zunächst grober, eckiger, hauptsächlich aus Phyllit bestehender ungeschlemmter Schutt. Weiter hangaufwärts sind dem hier bedeutend feineren Schutt auch kalkalpine Stücke eingelagert; stellenweise auftretende rötliche Färbung ist wohl durch größere Beimengung von Grödner Sandstein zu erklären. Nicht selten sind in diesem Moränenschutt geschrammte Geschiebe.

Östlich der Mündung des Froier Baches ist eine sehr schöne Epigenese gegeben. Der Bach trennt vom nordseitigen Talgehänge einen Felsporn ab, südlich dessen in einer Höhe von 870 *m* die alte mit Schotter und Moränenschutt ausgekleidete alte Talrinne verläuft.

Das nächste Schottervorkommen ist beim Wirthaus Mitter-Mühl. Hier bilden die Schotter am südseitigen Talgehänge eine kleine, 30—40 *m* hohe Terrasse, die sich noch ein kurzes Stück talaus verfolgen läßt. Die Schotter steigen hier bis in eine Höhe von 820 *m* an, verlieren sich dann aber hangaufwärts.

Gleich innerhalb des Wirtshauses Stern in Außer-Mühl stehen am linksseitigen Talgehänge mächtige Schottermassen an, die von hier noch ein kurzes Stück weiter talaus verfolgbar sind. Ein großer Aufschluß an einer Prallstelle des Villnößer Baches zeigt gut gerollte, schön geschichtete, leicht talein fallende Schotter. Der Schutt ist reichlich dolomitführend. Die Schotter sind bis in eine Höhe von 780 *m* hangaufwärts verfolgbar. Eine Überlagerung durch Moränenschutt ist hier nicht feststellbar.

Östlich des Wirtshauses Stern ist eine ähnliche Epigenese wie die östlich der Mündung des Froier Baches gegeben. Der Villnößer Bach trennt auch hier wieder einen kleinen Felsriegel vom nordseitigen Gehänge ab. Südlich davon, in 670 *m* Höhe, verläuft die alte Talrinne. Ihre Sohle liegt aber, wie schon Klebelsberg (24, S. 105) schreibt, unter dem Gufidauner Niveau; sie muß sich also in der Linie der heutigen Mündungsschlucht talaus fortgesetzt haben. Über dieser unteren Talsohle folgt hangaufwärts eine zweite ältere, die ihrer Höhenlage (780—790 *m*) nach in Beziehung zum Gufidauner Niveau (730 *m*) zu setzen ist.

Am Wege von Außer-Mühl nach Gufidaun bilden zwischen 730 und 745 *m* Schotter eine kleine, sich aber deutlich vom Gehänge abhebende Terrasse. Diese Schotter lassen sich noch etwa 30 *m* hangabwärts als dünne Auflage auf Phyllit verfolgen.

Die heutige Mündungsschlucht des Villnößer Tales ist erst jüngeren Alters. Der alte Talausgang liegt bei Gufidaun, also 200 *m* höher als heute.

Im Grödner Tal beginnen die Terrassensedimente bei St. Christina und ziehen von hier entlang dem Grödner Bach als mehr oder weniger deutliche Terrasse in geschlossener Folge bis gegen St. Ulrich. Einzelne Aufschlüsse längs der Straße und der Grödner Bahn zeigen meist gut gerollte Schotter, bestehend aus kleineren bis mittelgroßen Geröllen aus dem gesamten Talbereich. Hauptsächlich treten dolomitische Gesteine auf. Die Schichtung der Schotter ist deutlich. Häufig kommt es zum Wechsel von feineren und groben Lagen. Zwischen *km* 15 und 16 der Grödner Straße und bei Peskosta werden die Schotter von grobblockigem Grundmoränenschutt (Würmmoräne) überlagert. Die Oberfläche der Schotter liegt bei St. Christina in 1330 *m*, steigt von hier allmählich ab und liegt bei St. Ulrich in 1240 *m*.

In Val Anna (mündet bei St. Ulrich von NO her ins Grödner Tal) stehen in einer Höhe zwischen 1370 und 1450 *m* Schottermassen an, die eine kleine, aber deutlich vom Gehänge sich abhebende Terrasse bilden. Die Schotter bestehen aus sehr gut gerollten Stücken von feinstem Korn bis zu Kopfgröße. Das Material (besonders zahlreich sind Dolomit und roter Quarzporphyr) entstammt dem Einzugsgebiet von Val Anna. In diesen Schottern sind auch einzelne Stücke der Gehängebreccie von Val Anna (siehe S. 46) enthalten.

Die Schotter sind geschichtet und zeigen ein leichtes Einfallen gegen das Tal hin. Eine Überlagerung durch Grundmoränenschutt ist nicht feststellbar.

Ein kleines Vorkommen von Terrassensedimenten liegt südlich St. Ulrich, an der linken Seite des Grödner Baches. Teils sind es geschichtete, mehr feine Schotter, gleich denen an der Grödner Straße zwischen St. Christina und St. Ulrich, teils helle, gelbliche Mehlsande mit Kreuzschichtung.

Schotter mit Kreuzschichtung liegen unterhalb P. 1014 (Grödner Bahn), südwestlich St. Peter in Gröden.

Im äußeren Talbereich sind Terrassenschotter auf einige kleine Reste beschränkt. Außerhalb der Brücke 579 m der Straße über den Grödner Bach bilden Schotter kleine Absätze und Leisten am linken Talhang. Soweit deutliche Aufschlüsse gegeben sind, zeigen sie geschichtete Schotter verschiedener Korngröße, aus Talgesteinen (besonders Schlerndolomit und Augitporphyr) zusammengesetzt.

Am Weg von der Trostburg nach Tagusens (zwischen 720 und 760 m) wird ein kleines Vorkommen geschichteter Schotter und Sande von Grundmoräne überlagert.

Der Grödner Bach hat sich bei Waidbruck epigenetisch in das südliche Talgehänge eingeschnitten und trennt von diesem eine Felsinsel ab. Die alte Talrinne verläuft hier in 560 m Höhe, also 100 m über der heutigen Talsohle.

Im Eisaktal selbst sind Schotter nur an wenigen engumgrenzten Stellen vorhanden.

Unterhalb (westlich) von Gufidaun sind in einem kleinen, parallel dem Eisaktal verlaufenden Tälchen in einer Höhe von 638 m Terrassenschotter erschlossen. Sie bestehen aus gut gerollten kalkalpinen Stücken (hauptsächlich Dolomit), dann aus rotem Raschötzer Porphyr, grünlichem Theiser Porphyr, Quarzphyllit, quarzitischem Phylliten und Brixner Granit. Eine Schichtung dieses gut gerollten und geschlemmten Materials ist nicht vorhanden.

Längs des Weges von Lajen nach Waidbruck sind zwischen 720 und 650 m in einzelnen kleinen Rutschungen feinere Schotter erschlossen. Sie bilden hier eine kleine, wenig sich abhebende Verebung. Eine Überlagerung dieser Schotter durch Moränenschutt ist nicht feststellbar.

Etwas nördlich des Bahnhofes von Waidbruck sind entlang dem östlichen Gehänge des Eisaktales grobe Schottermassen erschlossen; sie bilden eine kleine, wenige Meter hohe Terrasse, die sich bis nahe an den Bahnhof heran erstreckt. Ob es sich hier um interglaziale Schotter oder nur um jüngere postglaziale Flußaufschüttungen handelt, ist nicht zu unterscheiden, doch spricht die Lage knapp über der Sohle des Eisaktales und das frische Aussehen dieser kleinen Terrasse eher für postglaziales Alter.

Im Gebiet südlich des Grödner Tales fehlen Terrassensedimente nahezu vollkommen. Sie sind, wenn überhaupt je vorhanden, von der auf dem Porphyrplateau besonders stark wirksamen Eiserosion der letzten Großvergletscherung (Würm) beseitigt worden. Einzig südlich Seis, etwas östlich der Straße nach Salegg, sind in einer kleinen Schottergrube geschichtete und gerollte Schotter (Schlerndolomitgerölle herrschen vor) erschlossen. Eine deutliche Über- oder Unterlagerung durch die angrenzende Grundmoräne fehlt.

Ablagerungen der letzten Großvergletscherung (Würmeiszeit).

Ablagerungen der letzten Großvergletscherung sind sowohl im Eisak, Villnößer und Grödner Tal wie auch in weiter Verbreitung auf den Hochflächen von Kastluth und Völs und im Tierser Tal vorhanden.

Im Villnößer Tal treten sie in großer Flächenausbreitung nördlich von St. Peter auf. Es ist typischer Grundmoränenschutt mit teilweise sehr schönen gekritzten Geschieben.

Der Moränenschutt beginnt in der Gegend von Rannui an der Mündung des Brogles Baches, wo eine Vermischung mit Lokalmoränenschutt aus dem Gebiet der Geißler Gruppe stattfindet, und zieht von hier, nur unterbrochen durch den Einschnitt des Vastel Baches, in geschlossener Aufschüttung bis südlich von St. Peter. Dieser Moränenschutt bildet das Hangende der Gehängebreccie von St. Peter. Hangaufwärts verliert er sich allmählich.

Weiter talaus fehlen zunächst Moränenablagerungen. Erst östlich der Mündung des Froier Baches tritt wieder Moränenschutt auf. Er besteht in den unteren Lagen zur Hauptsache aus Phyllit, obenhin schalten sich immer mehr kalkalpine Gesteine ein. Stellenweise ist der Moränenschutt stark rötlich gefärbt. Gekritzte Geschiebe sind nicht selten. Das Liegende bilden hier typische Terrassenschotter.

Im Grödner Tal sind mit Ausnahme der großen zusammenhängenden Moränenschuttmassen östlich von St. Christina, die vom Grödner Bach den nordseitigen Hang des Grödner Tales bis in eine Höhe von 1560 m hinaufziehen, Moränen nur zwischen km 15 und 16 der Grödner Straße und bei Peskosta, wo sie eine schmale nur wenig mächtige Decke über den Terrassenschottern bilden, vorhanden. Weiter talaus im Grödner Tal fehlt Moränenschutt fast vollkommen. An seinem nordseitigen Gehänge treten in der Gegend von St. Peter noch einige geringmächtige Reste auf. Ein kleiner Fleck stark lehmiger Grundmoräne mit zahlreichen gekritzten Dolomitgeschieben liegt unterhalb P. 960 am Talhang gegenüber St. Peter in Gröden.

Ein Hauptverbreitungsgebiet von hocheiszeitlichem Moränenschutt (Würmmoräne) ist das Gehänge südöstlich des Eisaktals zwischen Gufidaun (ONO von Klausen) und Waidbruck. Es ist hier typischer Grundmoränenschutt mit stellenweise (so z. B. am Wege von Albions nach Lajen) schön polierten und geschrammten Geschieben. Häufig sind in diesem Moränenschutt Stücke von Brixner Granit eingeschlossen. Dieser Moränenschutt bildet meist nur eine dünne Decke, aus der öfters rund geschliffener, z. T. auch geschrammter Phyllit hervorragt. Bei Gufidaun bildet der Moränenschutt eine große Aufschüttung, die aus der Gegend nordöstlich des Zicher Baches aus einer Höhe von zirka 1200 m in nordöstlicher Richtung gegen das Eisaktal hinabzieht; die Höfe Figerst, Zicher, Maier am Berg und Unterbacher liegen auf ihr. Stellenweise, so am Wege Gufidaun—Lajen, ragt Phyllit, z. T. auch Kohlenstoffphyllit aus der Moränendecke hervor. Westlich von Gufidaun zeigt der Felsuntergrund (Amphibolit) schöne Rundbuckel mit N—S verlaufenden Schrammen. In den Vertiefungen zwischen den einzelnen Rundbuckeln treten noch kleine Moränenreste auf.

Am Wege Gufidaun—Klausen steht etwas vor Schloß Anger geringmächtiger Moränenschutt an. Er bildet hier eine dünne Decke auf Terrassenschottern.

Einzelne kleine Vorkommen von Moränenschutt sind noch beim Gnoll Hof (der Hof selbst liegt auf ihm) und am Wege Gnoll Hof—Gufidaun erschlossen.

Große Verbreitung erlangt dann Moränenschutt bei Freins, wo er aus einer Höhe von 1230 m bis gegen 800 m in westlicher Richtung hangabwärts verfolgbare ist. An den verschiedensten Stellen (bei Freins und vor allem am Wege ins Villnößer Tal) tritt gerundeter Quarzphyllit zutage.

Zwischen Albions und Lajen bildet der Moränenschutt eine mächtige Decke, die sich aus der Gegend von Gries (Vorort von Klausen) in südlicher Richtung in beträchtlicher Breitenerstreckung bis nach Lajen verfolgen läßt. Es ist keine einheitliche geschlossene Aufschüttung; allenthalben ragt aus ihr schön geschliffener Phyllit hervor. Auch längs einzelner Wasserläufe ist der felsige Untergrund bloßgelegt. Besonders schöne Rundbuckel mit oft deutlichen Schrammen treten bei Lajen am Wasserbühel (NW von Lajen) und SW von Albions am Wege nach Waidbruck auf. Etwas außerhalb dieser Moränenaufschüttung steht bei Tschövas (östlich von Lajen) schön geschliffener Phyllit an.

Grundmoränenschutt in großer Ausdehnung liegt um Tagusens. Er führt hier zufolge seiner Wasserspeicherung zu ausgedehnten Sumpfwiesen.

Die Grundmoräne, die in einzelnen Flecken auf der S-Seite des Salames auf Grödnert Sandstein und Quarzporphyr liegt, führt als Hauptgeschiebe Quarzporphyr von Faustgröße bis zu kubikmetergroßen Blöcken. Daneben aber auch zahlreiche kristalline Geschiebe, besonders Quarzphyllit, Kohlenstoffphyllit und Brixner Granit.

Ein kleines Vorkommen von Grundmoräne liegt bei Pundschuh, westlich Kastluth. Es führt vereinzelt gekritzte Geschiebe von Schlerndolomit und dunkelgrauen Kalken.

Im Laranser Walde, NW Seis, liegt stellenweise eine dünne Streu von Moränenmaterial. Geschiebe von Quarz- und Kohlenstoffphyllit, sowie von granitischen Gesteinen sind ziemlich häufig. Der das Grundgebirge bildende Quarzporphyr zeigt mitunter deutliche Gletscherschliffe mit N—S gerichteten Schrammen.

Von Seis zieht Grundmoräne, durch den Schuttkegel des Weißenbaches unterbrochen, geschlossen über St. Konstantin, Völser Weiher, Obervöls, Ums und weiter gegen den Frauenwald (südl. St. Katharina). Westlich Salegg (bei Seis) und an der Straße von Seis nach Völs, bei P. 909 nördlich des Völser Weiher, führt sie schön geschrammte und polierte Geschiebe dunkelgrauer Kalke. In der Umgebung des Völser Weiher ist sie stark lehmig und bedingt dadurch den Austritt zahlreicher, oft sehr wasserreicher Quellen. Quarz- und Augitporphyrgeschiebe sind in ihr besonders augenfällig.

Am Duftboden (bei P. 1274) liegen zahlreiche, große Augitporphyrgeschiebe. Eine geschlossene Grundmoränendecke fehlt.

Die Grundmoräne bei Völs—Ums—Prösel und gegen den Frauenwald führt häufig gekritzte Geschiebe, an Erratica Quarz- und Augitporphyr, verhältnismäßig häufig Kristallin. Derartige Aufschlüsse sind besonders am Schlernbach östlich Ums. Gleich ausgebildet ist die Grundmoräne bei Mangadui und St. Katharina.

Im Tierser Tal bedeckt Grundmoräne auf weite Strecken die rechten Talgehänge. Der Breibach schneidet sie oft in großen Anrissen an. Quarz-

phyllit, Graphitschiefer, granitische Gesteine und Amphibolit sind häufige Erratica.

Auf der Seiser Alm ist Grundmoränenschutt nur südlich des Frommer Hauses bei P. 1780 und westlich P. 1928 sowie im Saltrie Tal nächst der Saltner Hütte und in einigen kleinen Flecken in deren Umgebung erschlossen. Hier ist es stark lehmige Grundmoräne mit oft zahlreichen gekritzten Geschieben von Schlerndolomit, dort führt sie auch noch Erratica von Kristallin.

Neben diesen Moränen treten fast überall noch Anzeichen einstiger Gletschereinwirkung in Form von Rundbuckeln, vor allem aber in Form von Erratica als Streu außerhalb des Verbreitungsgebiets der Grundmoränen auf.

Im Villnöser Tal lassen sich die Spuren des Eisak Gletschers bis gegen St. Magdalena hinein verfolgen. Überall finden sich hier mehr oder weniger häufig große und kleine Blöcke von Brixner Granit. Einerseits als lose Blockstreuung, andererseits aber als Gerölle in den Terrassenschottern. In letzterem Falle entstammt der Brixner Granit wohl älteren Moränenablagerungen, als sie die Würmmoränen darstellen (Mindel- oder Rißmoränen).

Im Grödnertal gibt schon Mojsisovics Erratica (Brixner Granit) unterhalb St. Ulrich an und verfolgt sie bis zum Joch zwischen Inner-Raschötz und Seceda (also bis P. 2155). Blaas (6, S. 578) erwähnt ebenfalls kristalline Schiefer und Brixner Granit am Joch ober St. Ulrich (P. 2155). Trautwein (49, S. 66) verzeichnet am Inner-Raschötz Phylliterratica in einer Höhe von 2200 m. Ebenso führt er ein Stück zentralalpiner Schiefers bei Oberriedel (nördlich von St. Ulrich) an. Reithofer (41, S. 307) erwähnt einen Quarzporphyrblock bei der Haltestelle Hotel Grisi der Grödnertal Bahn (zwischen St. Christina und La Pozza), der nur durch einen Gletscher an diese Stelle gelangt ist.

Ich selbst fand Erratica (heller Dolomit) am Wege Brogles Alm—Außer-Raschötz in einer Höhe von 2170 m, dann knapp unterhalb (nördlich) der Peterer Scharte (2310 m, östlich Inner-Raschötz) und in großen Mengen in den verschiedensten Höhenlagen im Genoier, Mühl und Vastel Bach (alle drei sind südseitige Zuflüsse des Villnöser Baches).

Auf der Seiser Alm erwähnte schon Richthofen (43) Erratica von Brixner Granit. Im Laranser Wald liegen auf dem rund gebuckelten Quarzporphyr häufig Geschiebe von Quarz- und Kohlenstoffphyllit, selten auch von Granit.

Sehr häufig sind Erratica im Tierser Tal. Schon die Grundmoräne an der Talsohle enthält zahlreiche kristalline Geschiebe, doch zieht eine oft dichte Streu solcher noch weit an den Talhängen hinauf. An den nördlichen Hängen reicht dieselbe bis auf das Buchensteiner Band. Besonders häufig sind Augiporphyr, Quarzporphyr, Quarz- und Kohlenstoffphyllit, seltener, dafür um so augenfälliger, Amphibolit, Chloritschiefer und Granitgneis. Die Streu reicht bis zur Steilstufe am Eingang ins Tschamin Tal innerhalb Weißlahnbad. Im Steger Tal, oberhalb Weißlahnbad, fand sich ein größeres Stück von Vitrophyr (Pechsteinsporphyr). Das höchste Erratikum an diesen Hängen liegt am Tschafon (1728 m), NW der Hütte. Es ist Quarzphyllit.

Ebenso zahlreich sind Erratica an den S- und W-Hängen des Kammes Kugleter Kopf—Gsellen Spitze—Rosengarten. Am Weg von der Traunwiese nach Plafetsch (östlich St. Cyprian) sind Geschiebe von Brixner Granit, Paragneisen, Chloritschiefer und Phyllit recht häufig. Unterhalb der Gsellen Spitze reichen sie noch bis über 1700 m Höhe. Das höchste Erratikum im

Gebiet südlich des Grödner Tales liegt an der W-Seite des Rosengarten, halbwegs zwischen der Kölner Hütte und der Bergler Hütte bei 2120 m (Brixner Granit).

Lokalmoränen.

(Siehe Fig. 9).

Nördlich der Peterer Scharte (2310 m, östlich Inner-Raschötz) bildet der Moränenschutt eine kleine Gletscherzunge ab. Der Moränenschutt ist unterhalb der Peterer Scharte in nördlicher Richtung hangabwärts bis gegen 2080 m deutlich verfolgbar. Bei 2180 m hebt sich aus ihm ein kleiner, 2—3 m hoher Stirnbogen ab, hangabwärts folgt bei 2140 m ein 7—8 m hoher, nach außen steil, innen aber flach aufgeschütteter großer Moränenbogen. Von hier aus läßt sich der Moränenschutt ohne eindeutige morphologische Ausprägung noch etwa 60 m hangabwärts verfolgen.

Etwas weiter hangabwärts des oben erwähnten Vorkommens liegt in 1920 m ein einzelner kleiner, 2—3 m hoher, beiderseitig steilgeböschter Stirnbogen.

Östlich dieser beiden Vorkommen liegt unterhalb P. 2299 (östlich Inner-Raschötz) in 2080 m ein 2—3 m hoher, beiderseits flach geböschter Stirnmoränenwall.

Bei der Brogles Alm erlangt der Moränenschutt große Verbreitung. Diese Moränenschuttmassen stehen im Zusammenhang mit jenen nördlich der Geißler Gruppe. Bei 2130 m hebt sich aus dem Moränenschutt, in dem sich die Bäche tief eingenaagt haben, ein an der Innenseite flach aufgeschütteter, nach vorne aber steil abfallender Stirnmoränenbogen ab. Etwas östlich davon tritt zwischen 2100 und 2040 m ein etwa 8 m hoher, beiderseits steilgeböschter Uferwall in Erscheinung. Er zieht in nordöstlicher Richtung hangabwärts.

Am Ausgang des Brogles Tales (mündet östlich von Rannui ins Villnößer Tal) liegt am linken (westlichen) Talgehänge Moränenschutt eines Lokalgletschers, ohne eindeutige morphologische Ausprägung.

Bei den für Firnspeicherung äußerst ungünstigen Hangformen — die Raschötzter Porphyrlatte bricht mit Steilwänden gegen das Villnößer Tal hin ab — ist trotz der schattigen Lage der Hänge mit einer Senkung der Schneegrenze in Gschnitz I Ausmaß (600 m) noch nicht das Auslangen zu finden. Erst eine weitere Senkung um 200—300 m, also im Schlernausmaß, ergibt geeignete Flächen für Gletscherbildung. Für den Moränenschutt entlang dem Westhang des Brogles Tales ist eine Altersbestimmung nicht durchführbar.

Am Gehänge von St. Christina gegen den Pitsch Berg liegt in großer Ausdehnung grobblockiger Moränenschutt, der seiner Zusammensetzung nach aus dem Gehänge südlich des Pitsch Berges stammen dürfte. Eine Altersbestimmung ist mangels geeigneter Wallformen nicht möglich.

In Val Anna erlangt Moränenschutt große Verbreitung. Er bildet hier eine mächtige Aufschüttung, die sich von P. 2155 m (westlich der Brogles Alm) in südlicher Richtung bis gegen 1600 m hinab erstreckt. Der Moränenschutt bildet keine geschlossene Decke; er wird durch tiefe Erosionsrinnen in einzelne Teile zerlegt. In diesem Moränenschutt sind sämtliche Gesteine vom Perm bis zur ladinischen Triasstufe vertreten. Irgendwelche Wall-

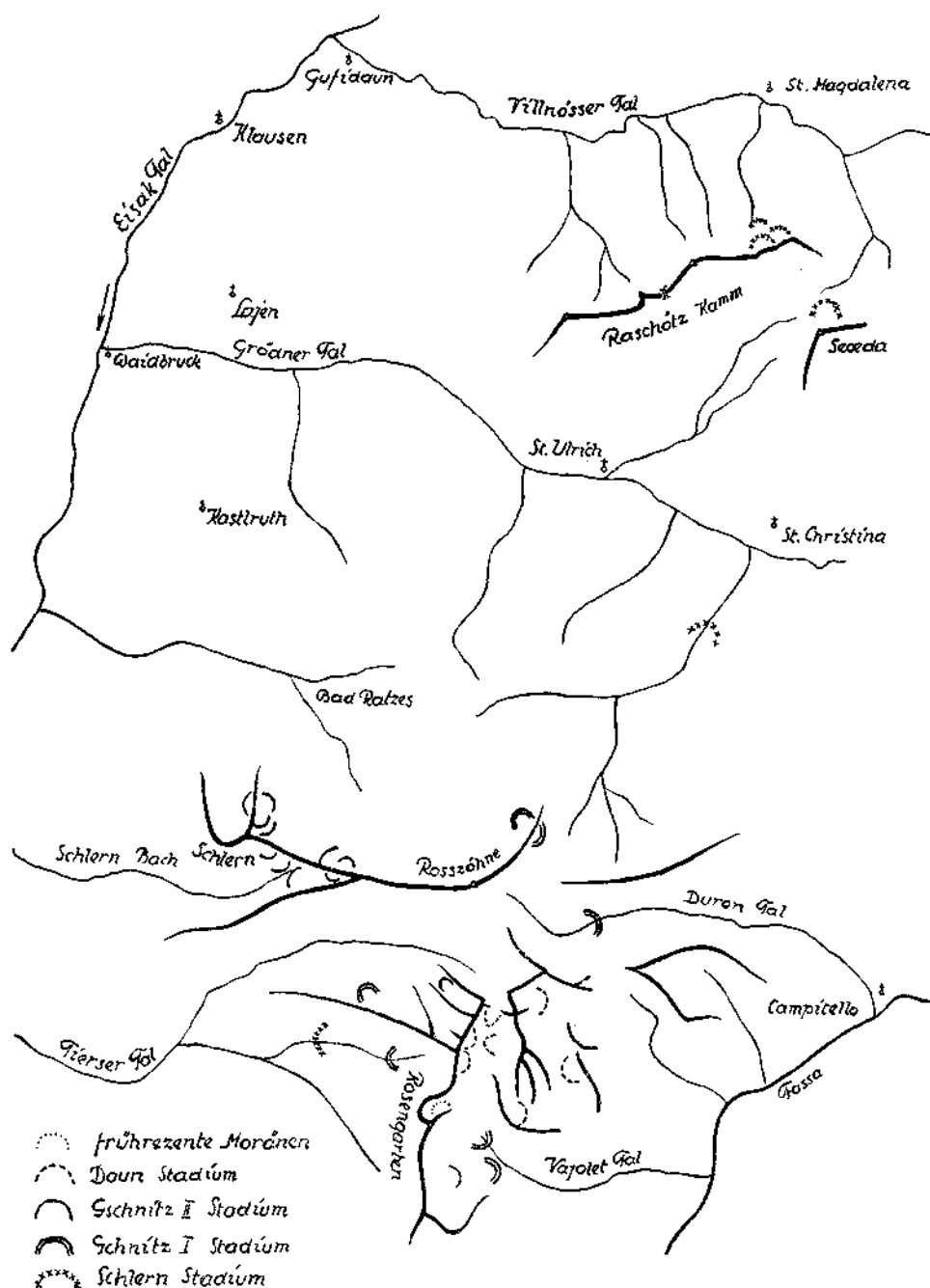


Fig. 9. Alte Gletscherstände in den westlichen Südtiroler Dolomiten.

formen, welche eine Altersbestimmung ermöglichen, fehlen; der Schutt bildet lediglich eine höckerige, wellige Landschaft.

Im Gebiet südlich des Grödnertales treten Moränenablagerungen von Lokalgletschern im Bereich des Schlern und Rosengarten auf.

Am Schlernplateau liegen eine Reihe kleiner Endmoränenwälle kleiner Gletscherchen. An der N-Seite des Pez (2564 m) zeigen kleine Wallreste (erhalten sind die beiden Außenenden eines Stirnbogens, die Stirn selbst ist durchbrochen) die Endlage eines kleinen an den Pez angelehnten Gletscherchens an. Er zog gegen P. 2410 hinunter. Die Wallreste liegen in Dachsteindolomitschutt. Ganz ähnlich liegt ein kleiner Wall an der O-Seite des Pez bei 2480 m.

Auch auf der S-Seite des Pez liegen kleine Endmoränenwälle, ein oberster gleich links der Schlernhäuser bei 2460 m, einer unterhalb der Schlernhäuser bei 2380 m und ein tiefster bei 2350 m oberhalb der Kapelle St. Cassian am Schlern. Diese Moränenwälle zeigen Endlagen eines kleinen Gletschers an, der vom S-Hang des Pez herunterzog. Die Wälle bestehen aus Blockreihen von Dachsteindolomit. Besonders deutlich heben sich die beiden tieferen Wälle ab, die auf begrüntem Raibler Schichten liegen.

Auch P. 2469 am Plateau gegen die Roterds Spitze war von kleinen Gletscherchen und Firnfeldern umgeben. Ihre Moränen liegen auf der N-Seite bei 2380 m, auf der S-Seite bei 2400 m (kleine, leicht rückfällige Firnhalden-Stirnbögen). Besonders deutlich zeichnet Blockschutt aus Dachsteindolomit eine kleine Gletscherzunge an der W-Seite von P. 2469 ab. Die Stirn dieses Walles liegt bei 2320 m.

Alle diese Wälle bestehen aus Dachsteindolomitschutt. Sie sind mehr oder weniger grobblockig und $\frac{1}{2}$ —1 m hoch.

Im obersten Teil des Schlerngrabens liegen bei 2250 m, am Fuß des über den Wengener Schichten folgenden Schlerndolomits, kleine, leicht rückfällige Stirnbögen.

Am Fuß des Schlern, zwischen Bad Ratzes, Seis, St. Konstantin und Ums, liegen ausgedehnte Schuttmassen. Sie wurden von Klebelsberg (23) als Bergsturzmoränen beschrieben. Wegen des Fehlens eindeutiger Oberflächenformen und des Vorherrschens des Bergsturzcharakters wurden sie auf der Karte mit Bergsturzsignatur eingetragen.

Am N-Abhang des Kammes, der von den Roßzähnen gegen NO zieht, liegen kleine, aber deutliche Moränenbögen. Ein größerer Wall reicht bis 2020 m herab. Auch auf der anderen Seite dieses Kammes, oberhalb der Mahlknecht Schwaige, bei 2100 m, liegen mehrere kleine, mitunter leicht rückfällige Firnhalden-Stirnbögen.

Im Rosengarten scharen sich die hochgelegenen Moränenwälle alle im Bereich der Haupterhebung des Kesselkogels (3004 m).

An der S-Seite des Grasleiten-Passes (2601 m) zieht ein wohlausgebildeter Moränenwall bis auf 2480 m hinab. Der Weg zur Vajolet Hütte führt ein Stück weit über ihn. Es ist der rechte Uferwall eines an der SW-Seite des Kesselkogels gelegenen Gletschers. Der dazugehörige linke Moränenwall lehnt sich an die vom Antermoja Paß herabziehende Felsrippe (nördlich P. 2433). Der Stirnteil ist durchbrochen. Beide Wallreste sind grobblockig und nur schwach begrünt.

An der O-Seite des Kammstückes zwischen Tschamin Spitzen und Vajolet Türmen liegen östlich P. 2682 mehrere kleine Stirnbögen in Höhen zwischen 2440 und 2500 m.

Auf der gegenüberliegenden Seite zieht westlich unter P. 2790 (Scalieret Paß) ein hoher, scharfgratiger Moränenwall bis 2380 m hinab; es ist die rechte Ufermoräne eines vom Kamm der Scalieret Spitze herabhängenden Gletschers. An ihrem Oberende, bei 2570 m, liegt ein kleiner, jüngerer Stirnwall. Die zum großen Uferwall gehörige linke Seitenmoräne ist nur in einem kleinen Rest unter P. 2562 erhalten. Bei P. 2562 selbst liegt ein kleiner, jüngerer Stirnwall.

Nächst P. 2381 bildet Stirnmoränenschutt einer Gletscherzunge, die vom Vajolet Paß (nördlich der Vajolet Türme) herunterzog, eine kleine Ver-ebnung am Hang.

Alle diese im obersten Vajolet Tal gelegenen Moränen, mit Ausnahme der beiden Wälle unterm Grasleiten Paß, bestehen aus feinem Dolomitschutt und sind gut begrünt.

Im Gartl liegt ein kleiner Schuttriedel. Er verdankt wohl seine Entstehung kleinen, von den Wänden des Rosengarten und der Laurinswand herabkommenden Firnfeldern.

Im Kessel innerhalb (westlich) des Antermoja Sees liegt ein kleiner Schutt-wall (2516 m). Er stellt wohl die linke Ufermoräne eines aus dem Kar an der O-Seite des Seekogel und aus der Mulde an der O-Seite des Antermoja Passes genährten Gletschers dar.

An der W-Seite der Punta di Canalone (2746 m) zeigen zwei gut begründete vorspringende Rücken die Endlage eines kleinen Gletschers an.

Im Larsee liegt nördlich P. 2648 bei 2510 m ein kleiner, schwach begrünter Moränenwall.

Heute sind im Rosengarten nirgends mehr Eis- oder Schneefelder vorhanden. Wohl hält sich in steilen, stark beschatteten Felsrinnen, besonders an gegen N gelegenen Wänden Schnee und Firn das ganze Jahr, doch sind sie zu einer Schneegrenzbestimmung nicht heranzuziehen. Erst im benachbarten Langkofel sind kleinere Gletscher heute noch vorhanden. Mutschlechner (33) gibt die heutige Schneegrenze für dieselben etwas ober 2500 m an, betont aber, daß dies nur die örtliche, nicht aber die klimatische Höhenlage derselben ist. Sie wird hier zufolge der starken Beschattung durch die die Gletscher umgebenden Steilwände örtlich ziemlich herabgedrückt. Für die im SO gelegene Marmolata Gruppe gibt E. Richter¹⁾ die Schneegrenze zwischen 2700 und 2800 m an. Heute ist sie wohl gegen 2900 m hinauf zu setzen. Man wird demnach nicht viel fehlgehen, wenn man für das Gebiet von Schlern und Rosengarten die heutige Schneegrenze theoretisch zwischen 2800 und 2900 m ansetzt. Besonders, wenn man bedenkt, daß sie bei der freien Lage dieser Gebirgsstöcke hier sicher etwas höher liegt als im Gebirgsinnern.

Für die Moränenwälle im Rosengarten kann, besonders wenn man die Umstände berücksichtigt, die diese Gletscher begünstigten (stark schattige, enge und steil geneigte Mulden), wohl Daunalter namhaft gemacht werden

¹⁾ Die Gletscher der Ostalpen. Verlag F. Engelhorn, Stuttgart, 1888.

(Senkung der Schneegrenze um 300 m unter die heutige), mit Ausnahme des Walles im Gartl, der wohl schon frührezent ist.

Für die kleinen Gletscher am Schlernplateau jedoch ist bei der freien Lage desselben eher mit Gschnitz II Alter zurechnen (Senkungsbetrag der Schneegrenze 450 m).

Die Wälle beiderseits des Kammes nächst der Mahlknecht Schwaige sind bei ihrer tiefen Lage und der geringen Höhe des Hintergeländes Gschnitz I Wälle.

Außer diesen hochgelegenen Moränenvorkommen liegen im Rosengarten noch einige tiefere.

Im Kleinen Valbuon Tal sperrt oberhalb der Steilstufe ein kleiner, aber gut ausgebildeter Moränenwall das Tal. Seine Stirn liegt bei 2100 m. Trotz der günstigen Formverhältnisse für Nähr- und Zehrgebiet benötigt er eine Schneegrenze bei 2400 m und stellt sich somit nach Gschnitz II.

Ein sehr schöner Moränenwall liegt an der N-Seite des Tschager Kemmet, im Graben, der ins Tschamin Tal zu P. 1608 hinunterzieht, östlich der Gsellen Spitze. Westlich P. 2158 zieht, sich rasch verbreiternd, Moränenschutt hinab. Bei 1980 m liegt der Oberrand des Stirnwalles. Seine hohe Außenböschung reicht bis gegen P. 1936 hinunter. Kleine Reste der rechten Seitenmoräne sind stellenweise mit der Ufermulde erhalten. Diese grobblockige Moränenablagerung ist von schütterem Bergwald (Zirben) bestanden. Das Einzugsgebiet für diesen Gletscher lag an den N-Hängen des von den Tschamin Spitzen gegen W ziehenden Kammes (P. 2391) und in der zwischen Tschamin Spitzen und Sattelspitzen gelegenen Mulde. Zur Zeit, als hier eine Gletscherzunge lag, müssen andere morphologische Verhältnisse geherrscht haben als heute. Bei P. 2158, einem flach vorspringenden Hangrücken, schneidet von N her ein Graben ein. Er mündet bei P. 1703 ins Tschamin Tal. Bei den heutigen Formen müßte unbedingt Gletschereis in ihm nach N abgefließen sein. Hiefür fehlt jedoch jedes Anzeichen. Das Rückwärtseinschneiden dieses Grabens muß demnach zu damaliger Zeit noch nicht so weit vorge-schritten gewesen sein.

In der weiten Mulde an der W-Seite der Vajolet Türme breitet sich in ähnlicher Lage ein mächtiger Moränenwall bei P. 2058 aus. Der Stirnbogen liegt bei 2000 m, seine Außenböschung reicht bis zur Puvelser Schwaige (1905 m) hinab. Der Wall ist vollkommen bewachsen.

Für diese beiden Wälle ist mit einer Schneegrenze bei 2200 m, d. i. 600 m unter der heutigen, das Auslangen zu finden. Sie sind demnach Gschnitz I.

Einem tieferen, älteren Stande des von der Vajolet Scharte herunterkommenden Gletschers gehört eine verwaschene Ufermoränenleiste an, die am linken Gehänge des Angelbaches bei P. 1672 hinabzieht. Sie verliert sich im Wald bei 1620 m. Das Ende des dazugehörigen Gletschers muß am Angelbach zwischen 1500 und 1550 m gelegen haben. Bei der mehr freien Lage ist für diesen Gletscherstand erst mit einer Schneegrenze zwischen 1900 und 2000 m das Auslangen zu finden. Er gehört demnach dem Schlernstande an.

Die Hänge an der W-Seite des Rosengarten sind von einem dichten Schutt-mantel verhüllt. Wenn auch daran viel junger Gehängeschutt beteiligt ist, so dürfte doch auch älterer Moränenschutt mit Anteil haben. Für unterste Teile, am Weißenbach, ist dann gleiches Alter anzunehmen wie für die Moränen-

leiste am linken Talgehänge des Angelbaches (Schlernstand). Südlich der Nigler Hütte liegt auch hocheiszeitliche Grundmoräne.

Im Vajolet Tal sind in der Umgebung der Gardeccia Hütte Moränenablagerungen ziemlich zahlreich.

Blockmoränenschutt mit undeutlichen Wallformen liegt bei P. 2044, nördlich der Gardeccia Hütte. Seine Stirn reicht bis 2000 m herunter. An den Abhängen des Colle di Barbolada (2375 m) liegt eine dünne Decke von Moränenschutt. Fallstücke von Werfner Schichten verraten die Nähe des Felsuntergrundes.

Ein kleiner Stirnbogen liegt an der O-Seite des Baumann Kammes bei 2220 m. Gleich links zieht ein kleiner Ufermoränenwall hangab.

Südlich der Gardeccia Hütte liegen mehrere Blockmoränenwälle. Die tiefsten reichen bis nahe an P. 1845 heran.

Alle diese Wälle sind gut begrünt; der südlich der Gardeccia Hütte ist auch mit schütterem Bergwald bestanden. Die Wälle bei der Gardeccia Hütte kommen nach Gschnitz I zu liegen, die höheren leiten zu Gschnitz II über.

Am Rio di Sojal schaut mehrfach Moränenschutt unter den jungen Schuttbildungen vor. Seine Altersstellung ist nicht bestimmbar.

An der N-Seite von Aut da Monzon liegt um 1900 m Moränenschutt ohne deutliche Wallform.

Im Duron Tal, nächst der Hütte Soricia, liegen drei gut ausgeprägte Moränenwälle am rechten Berghang. Sie werden voneinander durch Ufermulden getrennt und sind stark bewachsen. Mehrere Quellaustritte deuten auf lehmige Zusammensetzung. Es sind Reste rechter Ufermoränen eines Gletschers aus dem obersten Duron Tal. Seine Stirn dürfte nach der Lage der Wälle bei P. 1930 gelegen haben. Bei der ausgesprochen schattigen Lage und dem hohen Hintergelände ist eine Schneegrenze in Gschnitz I Lage zu ihrer Bildung notwendig.

Im Saltrie Tal liegt von der Brücke 1540 m bis hinaus zur Einmündung des Confin Baches Moränenschutt mit zahlreichen bis 10 m hohen Blöcken von Schlerndolomit. Daneben führt er als Geschiebe noch ziemlich häufig Augitporphyr und Werfner Schichten. Es handelt sich demnach um Lokalmoränenschutt, der wohl von den Hängen der Langkofelgruppe zu beziehen ist. Er dürfte von einem Gletscher der Schlernzeit stammen, der durch den Graben des Confin Baches bis ins Saltrie Tal vorgestoßen ist.

Zusammenfassung.

Nachdem im vorhergegangenen Teil eine kurze Beschreibung der einzelnen quartären Ablagerungen gegeben wurde, soll im folgenden der Versuch einer zeitlichen Einordnung gemacht werden.

Die Gehängebreccie von Val Anna stellt, wie schon Ampferer (3, S. 249) schreibt, den Erosionsrest einer früher weit ausgedehnten Gehängeverschüttung dar. In Val Anna erfolgte die Zuschüttung aus dem Kammstück Seceda—Pitsch Berg. Ob es sich nur um eine einmalige Zuschüttung handelt oder ob mehrere zeitlich voneinander getrennte Zuschüttungen erfolgt sind, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden, doch spricht die grobe Bankung der Breccienmasse eher für den letzteren Fall.

Die Gehängebreccie bei St. Peter kann nicht aus dem nach oben hin abschließenden Gehänge bezogen werden, sondern stammt, entsprechend ihrer Gesteinszusammensetzung, aus dem Bereiche Aferer Geiseln—Geißler Gruppe. Es muß hier also eine gewaltige Talzuschüttung erfolgt sein, als deren Rest diese Gehängebreccie aufzufassen ist.

Diese Breccien mußten bereits verfestigt gewesen sein, als es zur Ablagerung der Terrassenschotter kam, da einzelne solche Stücke in den Terrassenschottern nachgewiesen werden konnten. Wann es zur Zerstörung dieser Breccienmassen gekommen ist, läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen; wahrscheinlich waren aber die Täler bis auf die heute noch vorhandenen spärlichen Reste dieser älteren Zuschüttung ausgeräumt, als es zur Ablagerung der Schotter kam. Dafür spricht der Umstand, daß von dem einst sicher das ganze Tal erfüllenden Schuttstrom nur mehr randliche Teile vorhanden sind, deren obere und untere Begrenzungsfläche frei in die Luft austreicht. An gegenüberliegenden Hängen lassen sich aber keine Reste von Gehängebreccien feststellen, an ihrer Stelle liegen vielmehr Terrassenschotter dem Felsuntergrund auf. Die Schotter lassen sich bis an die heutige Talsohle herab verfolgen.

Was das Alter der Gehängebreccie von Val Anna betrifft, so nimmt schon Ampferer (3, S. 250) an, daß sie älter als die Würmmoränen ist und wahrscheinlich den interglazialen Gehängebreccien der Nordalpen gleichzustellen ist.

Auch aus meinen Befunden geht hervor, daß die Breccie in Val Anna wahrscheinlich eine ältere Bildung ist, sogar älter als die Terrassenschotter, da Breccienstücke in ihnen bereits als Gerölle auftreten. Ob wir es hier etwa um eine gleichaltrige Bildung wie die Höttinger Breccie zu tun haben (Mindel-Riß Interglazial), konnte mangels geeigneter Aufschlüsse nicht bewiesen werden.

Für die Gehängebreccie bei St. Peter im Villnößer Tale ist interglaziales Alter sicher. Ob es sich hier auch um eine ältere Bildung als die Terrassenschotter handelt, ist nicht erwiesen, da ein Fund von Breccienmaterial hier in den Terrassenschottern nicht gelang. Mutschlechner (32, S. 107) nimmt für die Gehängebreccien an der N-Seite des Villnößer Tales zufolge Überlagerung durch eindeutigen zentralalpinen Moränenschutt ebenfalls interglaziales Alter an, kann aber eine Altersgleichheit mit der Höttinger Breccie ebensowenig nachweisen.

Nach Ablagerung, Verfestigung und Ausräumung der Gehängebreccien ist es zu einer weitgehenden Zuschotterung der Täler gekommen, welche, wie Klebelsberg (24, S. 83) schreibt, im Zusammenhang mit der großen interglazialen Einschotterung des Eisak Tales steht.

Im Villnößer Tal lassen sich diese Schotter talein bis nach St. Magdalena verfolgen (nach Klebelsberg 24, S. 106), wo sie bis auf eine Höhe von 1240 m ansteigen.

Im Grödner Tal konnten letzte Schotterreste knapp vor St. Christina in einer Höhe von 1350 m festgestellt werden. In Val Anna liegt ein oberster Schotterrest bei 1451 m.

Nach ihrer teilweisen Überlagerung mit Würmmoränenschutt sind alle diese Schotter in das Riß-Würm Interglazial zu stellen.

In der Würmeiszeit ist der große Eisakgletscher wieder in diese kalkalpinen Täler vorgedrungen und hat die Eigenvergletscherung an ihrem Abfluß behindert. Wo die Grenze zwischen Ferneis und kalkalpinem Eis verläuft,

läßt sich nicht mit Sicherheit angeben, doch konnte durch Erratica festgestellt werden, daß das Ferneis im Villnöber Tal bis mindestens gegen St. Magdalena vorgedrungen ist. Im Grödner Tal konnten Spuren des Eisakgletschers bis östlich von St. Christina und im Tierser Tal bis inner Weißlahnbad verfolgt werden.

Am Kamm zwischen Villnöß und Gröden verfolgt man die Spuren des Eisak Gletschers bis auf 100 m unter dem Gipfel des Inner-Raschötz (2303 m).

Ob der Gipfel des Inner-Raschötz vom Eise überflossen wurde oder ob er davon bloß umspült wurde, konnte nicht nachgewiesen werden. Östlich des Inner-Raschötz treten noch am Wege gegen P. 2155 und bei P. 2155 selbst einzelne kristalline Erratica auf, doch finden sich auch hier, sowie an den nach N hin absteigenden Talhängen des Raschötz Zuges schon mehr oder weniger zahlreich kalkalpine Erratica.

Bergsturmassen und Hangschutt.

Ziemlich verbreitet im Gebiet sind Bergsturmassen. Im mittleren Teil des Grödner Tales liegt westlich von St. Ulrich einer der größten und mächtigsten Bergstürze des Gebietes. Er ist vom Außer-Raschötz (2282 m) niedergebrosen und füllt mit seinen Blockmassen den ganzen Talgrund zwischen dem Hofe Klingelschmidt (an der Grödner Straße) und km 8 dieser Straße aus. Lose Blockstreuung reicht noch bis zu den Häusern „Im Loch“. Dieser Bergsturz besteht nur aus größeren und kleineren Porphyrböcken. Durch ihn ist es nahe bei Pontives zu einer Stauung des Grödner Baches gekommen; dadurch wurde hier eine lokale Aufschüttung und Verebnung bedingt. Für diesen Bergsturz ist, wie schon Klebelsberg (24, S. 84) angibt, prähistorischer Alter anzunehmen. Er ist wahrscheinlich nach dem Freiwerden des Grödner Tales vom Eis heruntergebrosen. Nördlich des P. 2155 (westlich des Brogles Alm) ist aus dem Porphyr ein kleiner Bergsturz niedergebrosen. Die Hauptbergsturmzone liegt am Fuße der dort gegen N, bzw. Ö steil abbrechenden Raschötzer Porphyrrplatte. Lose Blockstreuung, manchmal aber auch noch größere Trümmerhaufen lassen sich bis an den Weg, der von der Brogles Alm nach Rannui führt, verfolgen.

Ein weiterer kleiner Bergsturz liegt nördlich des Flitzer Scharthls. Auch dieser besteht nur aus groben Porphyrböcken. Der Weg vom Flitzer Scharthl nach Flitz führt ein kurzes Stück durch dieses Trümmerwerk hindurch. Auch für diese letzterwähnten Bergstürze ist postglaziales Alter anzunehmen.

Bei allen diesen drei Bergstürzen ist noch heute ein geringfügiges Nachbrechen von Porphyrmassen festzustellen.

Am Fuß der N-Abhänge des Pufplatsch liegt über größere Strecken Hangschutt. Er setzt sich vorwiegend aus Augitporphyrbruchstücken zusammen. Die Schuttbildung setzt ziemlich hoch am Hang an, ihre Hänge werden oberflächlich von zahlreichen Erosionsrinnen zergliedert. Es erweckt den Anschein, als ob früher die Schuttbedeckung viel höher hinaufgereicht hätte und die Bedingungen, unter denen dieser Hangschutt zur Ablagerung kam, heute nicht mehr bestünden. Heute scheinen vielmehr wieder mehr erodierende Kräfte zu wirken.

An der W-Seite des Pufplatsch liegen ziemlich ausgedehnte Bergsturm-massen. Eine solche zieht entlang des Prem Baches bis gegen Schgagul hin-

unter. In unteren Teilen nimmt sie mehr das Aussehen eines Schuttkegels an. Sie besteht vornehmlich aus Augitporphyrerschutt.

Etwas weiter südlich ziehen zwei Ströme von Bergsturzschtutt gegen Seis. Der eine ist vom Puflatsch-Hang bei P. 2029 losgebrochen, der andre aus der Gegend von Unternon. Dieser folgt dem Frötschbach. Seine Hauptmasse liegt bei Bad Ratzes. Das Bergsturzmateriäl ist hauptsächlich aus Augitporphyr zusammengesetzt. An einigen Stellen, bei Seis und am Fuß des Morinsen Berges, überlagern die Bergsturzmassen hocheiszeitliche Grundmoräne. Sie sind demnach postglazial. An den Stellen, an denen die Bergstürze ausgebrochen sind, wird das Gestein von mehreren größeren und kleineren Brüchen durchsetzt. Am Frombach stehen auch kugelig abgesonderte augitporphyrische Gesteine an. Die Stellen waren also durch tektonische oder fazielle Auflockerung bereits vorgezeichnet.

Die Fußgehänge des Schlern sind größtenteils von einem mächtigen Schuttmantel bedeckt. Auch hier scheint die Schuttablagerung im wesentlichen abgeschlossen zu sein. Wohl bricht von den hohen Wänden des Schlern dauernd noch Schutt nach, doch in jungen Bacheinschnitten wird bereits wieder der anstehende Fels entblößt. Hier ist auch die Mächtigkeit dieser Schuttbildung erschlossen. Sie beträgt (senkrecht zum Felsgehänge gemessen) meist 20 m, stellenweise erreicht sie 30 m und sogar 40 m. Teils ist der Schutt mehr feinkörnig, doch enthält er auch, oft sehr zahlreich, große Bergsturzböcke. Diese erreichen mitunter Hausgröße und mehr. Gleich oberhalb Salegg treten auch verfestigte Lagen in ihm auf.

Am Hang oberhalb des Duftbodens bildet bei 1340 m Schutt eine wellige Oberfläche.

An der S-Seite des Tschafon sind Gehängeschutteile breccienartig verfestigt.

An den W-Abhängen des Rosengartens ist eine eindeutige Trennung des Gehängeschuttes von Moränenschutt stellenweise nicht durchführbar. Im Quellgebiet des Weißen Baches liegt teils auf Grödnar Sandstein, teils auf Bellerophon-Schichten der Rest einer stark verfestigten Breccie. Sie ist zum Teil grobblockig (Schlerndolomit) und ziemlich kavernös. Dem ganzen Aussehen nach könnte sie der Rest einer älteren Schuttbildung sein (? interglazial), doch fehlt dafür jeder Beweis.

Im Innern der Rosengarten Gruppe führt der Schutt überall, wo augitporphyrische Gänge auftreten, derartige Fallstücke. Dieselben finden sich jedoch auch an Stellen, wo solche Einlagerungen scheinbar fehlen. Diese dürften hier zum Teil unter Schutt bedeckt sein, zum Teil bereits der Erosion zum Opfer gefallen sein.

Unterhalb der Soricia Hütte wird das Duron Tal durch eine fladenförmige Schuttmasse eingeengt. Es liegt hier ein Berggrutsch, der vom Hang westlich des Duron Passes (2281 m) losgebrochen ist.

Am Unterlauf des Duron Tales nimmt ein Bergsturz von der N-Seite des Mte. Dona herab mit Anteil an der Bildung der Steilstufe bei Sofos.

Die Hauptfelsbildner sind gleichzeitig auch die Hauptschuttbildner. Im N des Gebietes der Quarzporphyr, an den Hängen der Seiser Alm der Augitporphyr, in Schlern und Rosengarten der Schlerndolomit. Nur untergeordnet beteiligt sich an der Schuttbildung der Mendeldolomit.

Die Sohle des Fassa Tales ist (oberflächlich) von jungen Flußaufschüttungen erfüllt.

Nutzbare Ablagerungen. Mineralquellen.

Als Baumaterialien werden fast sämtliche Gesteine verwendet. Besonders werden natürlich die in unmittelbarer Nähe des Bedarfsortes auftretenden bevorzugt. Nach Eignung und Verbreitung stehen Quarzporphyr, Schlern-dolomit und Augitporphyr an erster Stelle. Vor allem der Quarzporphyr wird als Baumaterial für Häuser, Straßenmauern, Brücken (St. Ulrich) und Wehrsteine viel verwendet. Die ausgedehnten Bergsturmassen bei Pontives (im Grödner Tal) werden in neuester Zeit für diese Zwecke ausgebeutet.

Der Vitrophyr nördlich von Tisens wurde früher viel als Ornamentstein verwendet.

Erwähnt seien noch in diesem Zusammenhang die Mineralvorkommen der Seiser Alm. An einzelnen besonders mineralreichen Stellen werden dieselben gewerbsmäßig ausgebeutet. Zu erwähnen wären besonders im Augitporphyr die prachtvollen Analcime, dann Heulandit, Stilbit, Chabasit, Datholit, Kalzit und Quarz, in den Cassianer Schichten Coelestin. Neben diesen besonders häufig auftretenden Mineralien kommen noch eine ganze Reihe seltener vor. Näheres siehe Gasser (15) und Klebelsberg (26).

Dem Quarzphyllit, bzw. den mit diesem im Verbande stehenden Kohlenstoffphylliten und -Quarziten entspringen eine ganze Reihe von Mineralquellen (26). Die bekanntesten und besuchtesten sind die von Bad Froi im Villnößertal. Die eine Quelle ist eine Eisenquelle, die zweite enthält reichlich schwefelsaures Natron und schwefelsaure Magnesia. Nähere Angaben siehe bei Zehenter (54, S. 54). Diese Quellen sind außerdem stark radioaktiv (4, S. 190).

Im Flitzer Graben entspringt oberhalb des Flitzer Hofes eine starke Eisen-vitriolquelle, das sogenannte „Flitzer Wasser“. L. v. Heufler gibt eine chemische Beschreibung dieser Quelle (4, S. 190).

Zu erwähnen sind noch die starken eisenhaltigen Quellen östlich des Patschider Hofes (oberhalb von Pardell).

Bei St. Peter im Gröden entspringt dem Phyllit eine eisenhaltige Quelle, für die Zehenter (54, S. 94) nähere Angaben gibt. Das Bad ist heute aufgelassen.

Südlich von Seis, am Frötsch Bach, liegt das altbekannte Bad Ratzes. Dasselbe speisen zwei Quellen, eine Eisen- und eine Schwefelquelle. Nähere Angaben über Bad Ratzes siehe Zehenter (54, S. 105).

Eine nicht weiter ausgenützte Quelle ist die Schwefelquelle im oberen Saltrie Tale südlich der Feger Schwaige. Bei Weißlahnbad im Tierser Tal entspringt in den Werfner Schichten eine erdige Schwefelquelle (siehe Zehenter 54, S. 122).

Schriftumsverzeichnis.

1. Ampferer O. Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Ztschr. d. D. Oe. A. V. Bd. 46, München 1915.
2. Ampferer O. Über die Bedeutung von Kerben für den Verlauf tektonischer Gestaltungen. Verh. d. Geol. R. A., Wien 1919.
3. Ampferer O. Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Ztschr. f. Gletscherkunde, Bd. 14, Leipzig 1928.
4. Bamberger M. u. Krüse K. Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols. Jahrb. d. k. k. Geol. R. A., Wien 1914.

5. Bittner A. Zur Kenntnis der Bellerophonkalke Südtirols. Verh. d. k. k. Geol. R. A., Wien 1892.
6. Blaas J. Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Verl. Wagnersche Universitätsbuchhandlung, Innsbruck 1902.
7. Blaschke F. Die Gastropodenfauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpe nebst einem Nachtrag zur Gastropodenfauna der roten Raibler Schichten vom Schlernplateau. Beiträge zur Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Bd. 17, Wien 1905.
8. Broili F. Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpe. Zentralblatt f. Mineralogie usw. Stuttgart 1900.
9. Broili F. Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp (mit Ausschluss der Gastropoden und Cephalopoden). Paläontographica, Bd. 50, Stuttgart 1904.
10. Broili F. Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp (Scaphopoden und Gastropoden). Paläontographica, Bd. 54, Stuttgart 1907.
11. Cornelius H. P. und Cornelius-Furlani M. Über gangförmige Eruptivbreccien aus dem Villnöß-Tal (Südtirol). Centralblatt f. Mineralogie usw. Stuttgart 1922.
12. Cornelius-Furlani M. Zur Kenntnis der Villnöß-Linie. Verh. d. Geologischen B. A., Wien 1924.
13. Cornelius H. P. Tektonik und Altersfrage der dioritischen Gesteine von Klausen (Südtirol). Centralblatt f. Mineralogie usw. Abt. B., Stuttgart 1926.
14. Furlani M. Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. Denkschr. d. Akad. d. Wissenschaft. Math. Nat. Kl., Bd. 97, Wien 1919.
15. Gasser C. Die Mineralien Tirols. Verlag Wagnersche Universitäts-Buchhandlung, Innsbruck 1913.
16. Gisser A. Zur Petrographie der Klausenite. Schlernschriften, Heft 11, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1926.
17. Gredler P. V. Der Seiser Alpengletscher der Vorzeit und seine Trümmer bei Seis. Corresp. Bl. d. zool.-mineral. Vereines, Bd. 27, Regensburg 1873.
18. Hoernes R. Aus den Südtiroler Kalkalpen. Ztschr. d. D. Oe. A. V., Bd. 6, München 1875.
19. Klebelsberg R. v. Die Eiszeitliche Vergletscherung der Alpen unter besonderer Berücksichtigung der Ostalpen. Ztschr. d. D. Oe. A. V., Bd. 44, Wien 1913.
20. Klebelsberg R. v. Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. Verh. d. Geol. B. A., Wien 1922.
21. Klebelsberg R. v. Aus der Geologie Südtirols: Die eiszeitliche Vergletscherung. Ztschr. d. Schlern, 4. Jahrg., Innsbruck 1923.
22. Klebelsberg R. v. Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol. Ztschr. f. Gletscherkunde. Bd. 14, Leipzig 1926.
23. Klebelsberg R. v. Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. Ztschr. d. deutschen Geol. Gesellsch., Bd. 79, Berlin 1927.
24. Klebelsberg R. v. Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. Verlag Gebr. Bornträger, Berlin 1928.
25. Klebelsberg R. v. Grundzüge der Geologie von Tirol. Aus dem Werk Tirol. Herausgegeben vom D. Oe. A. V., Verlag F. Bruckmann A. G., München 1933.
26. Klebelsberg R. v. Geologie von Tirol. Verlag Gebr. Bornträger, Berlin 1935.
27. Lechleitner H. Neue Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine Tirols. Tschermaks Min. u. Petrogr. Mittl., Wien 1892.
28. Lucerna R. Naturkundliche Beobachtungen am Wege zum Sella-Joch. Mitteilungen des D. Oe. A. V., Wien 1924.
29. Mojsisovics E. v. Über die triadischen Pelecypoden Gattungen Daonella und Halobia. Abh. d. k. k. Geol. R. A., Bd. 7, Wien 1874.
30. Mojsisovics E. v. Untersuchungen in der Umgebung der Seiser Alpe und von St. Cassian. Verh. d. k. k. Geol. R. A., Wien 1874.
31. Mojsisovics E. v. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
32. Mutschlechner G. Geologie der Peitlerkofelgruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrb. d. Geol. B. A., Bd. 83, Wien 1933.
33. Mutschlechner G. Geologie der Langkofelgruppe. Jahrb. d. Geol. B. A., Wien 1935.
34. Ogilvie Gordon M. M. Geologische Profile von Grödenal und Schlern. Verh. d. k. k. Geol. R. A., Wien 1910.
35. Ogilvie Gordon M. M. Das Grödener, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abh. d. Geol. B. A., Bd. 24, Wien 1927.

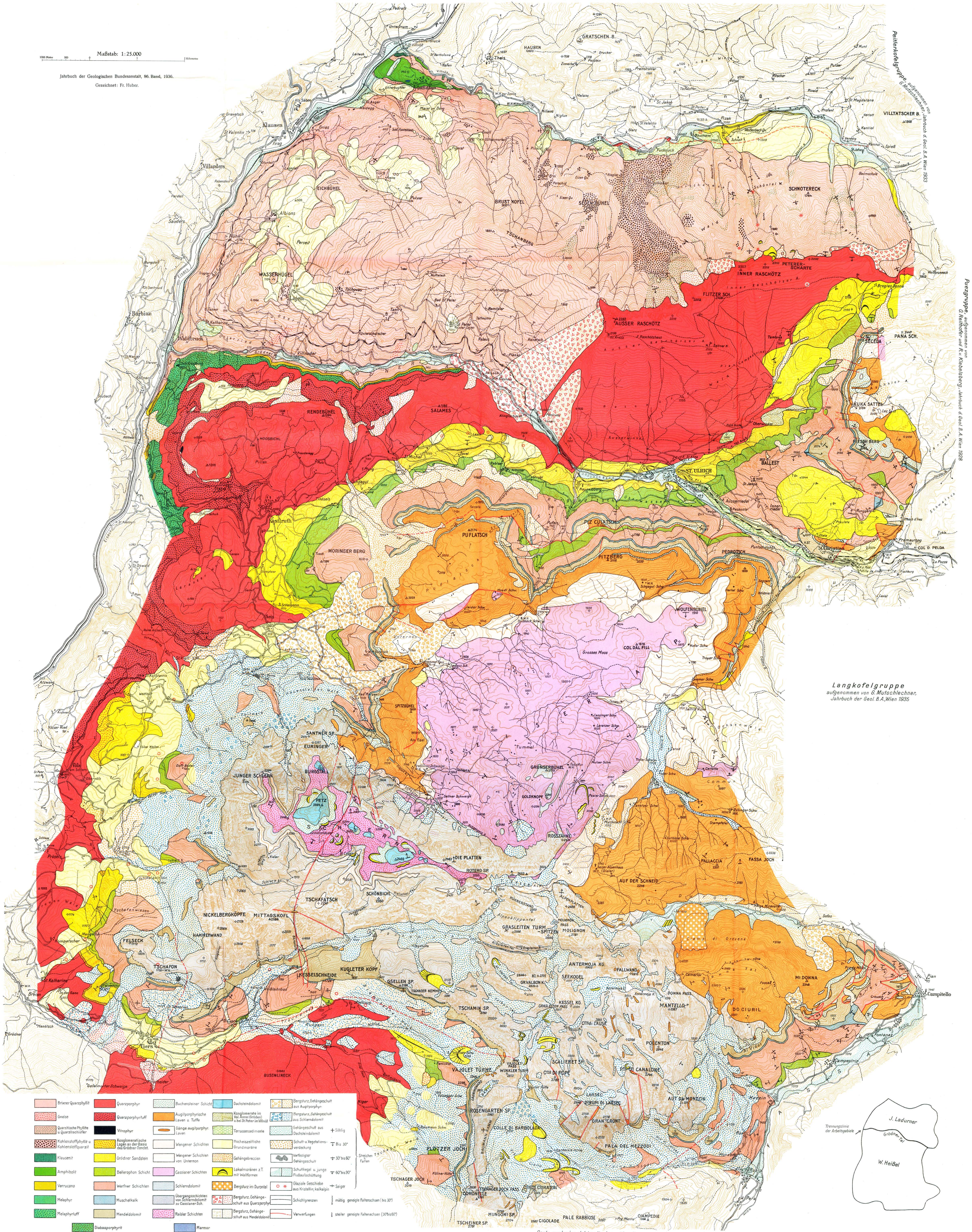
36. Ogilvie Gordon M. M. Geologisches Wanderbuch der westlichen Dolomiten. Freytag und Berndt, Wien 1928.
 37. Ohnesorge Th. Über kontaktmetamorphen Amphibolit von Klausen. Die Gesteine des Patscherkofelgebietes. Tschermaks Min. und Petr. Mitt., Wien 1912.
 38. Penck A. und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Verl. Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig 1909.
 39. Pichler A. Beiträge zur Geognosie von Tirol. Neues Jahrb. f. Min. nsw., Stuttgart 1871.
 40. Pichler A. Beiträge zur Geognosie von Tirol. Neues Jahrb. f. Min. usw., Stuttgart 1880.
 41. Reithofer O. Geologie der Puezgruppe. Jahrb. d. Geol. B. A., Wien 1928.
 42. Reithofer O. Geologie der Sellagruppe. Jahrb. d. Geol. B. A., Wien 1928.
 43. Richthofen F. v. Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo. Sanct Cassian und Seiser Alpe in Südtirol. Gotha 1860.
 44. Rothpletz A. Ein Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen nebst Anhang über die sogenannte Glarner Doppelalpe. Stuttgart 1894.
 45. Rothpletz A. Erläuterungen zu der Geologischen Exkursion auf die Seiser Alm und den Schlern. Z. d. Deutschen Geol. Gesellsch., Bd. 51, Berlin 1899.
 46. Sander B. Geologische Beschreibung des Brixner Granits. Jahrb. d. k. k. R. A., Bd. 56, Wien 1906.
 47. Sander B. Erläuterungen zur Geologischen Karte Meran-Brixen. Schlernschriften, Heft 16, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1929.
 48. Teller F. und John C. v. Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol. Jahrb. d. k. k. R. A., Bd. 32, Wien 1882.
 49. Trautwein S. Zur Geologie der Geißlergruppe. Inauguraldissertation, Tübingen 1920.
 50. Vardabasso S. Carta geologica del territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti di Fiemme e Fassa. Padova 1930.
 51. Vardabasso S. Profile geologici sopra il territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti del Trentino. Padova 1931.
 52. Waagen L. Die Pachycardientuffe der Seiser Alm. Abh. d. k. k. Geol. R. A., Bd. 18, Wien 1907.
 53. Wolff F. v. Beiträge zur Petrographie und Geologie des „Bozener Quarzporphyrs“. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beilage Bd. 27, Stuttgart 1909.
 54. Zehentner J. Die Mineralquellen Tirols. Ztschr. d. Ferdinandeums f. Tirol u. Vorarlberg, 3. Folge, Heft 37, Innsbruck 1893.
- Außerdem standen noch die Blätter Bressanone (B. Sander), Merano (B. Sander und W. Hammer) und Monte Marmolada (S. Vardabasso, M. Cornelius-Furlani, B. Castiglioni) der Carta Geologica delle Tre Venezie 1 : 100.000 zur Verfügung.

Geologische Karte des Gebietes von Villnöß, Gröden, Schlern - Rosengarten

Von Werner Heißel und Josef Ladurner

Aufgenommen und gedruckt mit Unterstützung durch den Deutschen und Österreichischen Alpenverein

Tafel I



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1936

Band/Volume: [86](#)

Autor(en)/Author(s): Heißel Werner, Ladurner Josef

Artikel/Article: [Geologie des Gebietes von Villnöß - Gröden - Schlern - Rosengarten 1-63](#)