

W. Hammer. Glazialgeologische Mitteilungen aus dem Oberinntal.

1. Die Verbauung des Rojentalen und die Terrassenschotter im Stillebachtal (Nauders).

Vom Paß Reschenscheideck zieht das Tal des Stillebaches breit und mit geringem Gefälle bis Nauders und senkt sich dann als steile Schlucht rasch zum Inn hinab. Vor der letzten Eisüberflutung bildete das Rojental, dessen Bach nun durch den Reschensee zur Etsch fließt, den Oberlauf des Stillebachtals; seine Sohle wurde dann mit Moränenmassen angefüllt und nach dem Rückzug des Eises traf der Bach beim neuerlichen Einschneiden nicht mehr auf die alte Furche, sondern durchschnitt am Ausgang des Tales den niederen Ausläufer des Zehnerrückens, welcher das Tal vom Reschensee trennt (siehe Fig. 1). Der Schuttdamm, welcher westlich von Faliert die alte Talfurche erfüllt und bis zum heutigen Niveau des Baches hinabreicht, besteht aus Moräne mit Geschieben von Gneis, Glimmerschiefer, Amphibolit, Triasdolomit (dieser öfters in gekritzten Geschieben), Kalke und Hornsteine des Jura, Porphyrite: alles Gesteine aus dem Rojental, dagegen keine Geschiebe talfremder Gesteine. Die Schuttverbauung setzt sich als schmale Terrasse talaufwärts fort bis zur Talteilung bei der oberen Alpe; oberhalb Hohenegger zeigt sie sandige geschichtete Lagen, an den meisten Stellen aber ist sie ungeschichtet und von ähnlicher Art wie bei Faliert.

Den Oberlauf des Stillebaches bildet jetzt ein früheres Seitentalchen desselben, der Falmiurbach. Im nördlichen der beiden steilen Gräben, aus denen er sein Wasser erhält, liegt bei 2100 m ein Rest von Grundmoräne, welche überwiegend Geschiebe von Triasdolomit (auch gekritzte Geschiebe reichlich) führt — während das Falmiurtal und seine Kare ganz in kristallinen Schiefern liegen —, außerdem auch Geschiebe von jenem roten Tonschiefer, wie er im Dolomit des Piz Lad eingeschaltet ist (Raibler Schichten?). Der das Seßladkar erfüllende Gletscher wurde von dem über das Reschenscheideck überflutenden Inngletscher gegen Süden in das Falmiurtal abgedrängt.

Das Gefälle des Rojenbaches bis Faliert schließt sich, wie J. Müllner¹⁾ gezeigt hat, als Oberlauf der Gefällskurve des Stillebaches sinngemäß an.

In der flacheren Talstrecke von Reschenscheideck bis Nauders finden sich Reste einer früheren Ausfüllung mit Schottern.

Südlich vom Dorfe Nauders sperrt das Tal eine Hügelreihe, auf der das Schloß Naudersberg steht und die sich östlich an das Berggehänge anschließt. Dieselbe besteht aus Schottern, über deren Zusammensetzung und Struktur die Schottergrube östlich der Reichstraße guten Aufschluß bietet. Es sind vorwiegend grobe Schotter von gleichmäßiger Geröllgröße, selten größere Blöcke; gegen oben zu wird das Material feiner und an frisch angerissenen Stellen sieht

¹⁾ J. Müllner, Die Seen am Reschenscheideck. Pencks Geogr. Abhandl. Bd. VII, Heft 1, Wien 1900.

man eine Wechsellagerung von dünnen sandigen Lagen mit stärkeren grobschotterigen und Andeutungen von Deltaschichtung. Die Gerölle sind stark kantengerundet bis vollständig abgerundet. Den Hauptanteil an den Gesteinsarten haben kristalline Schiefer, besonders viel Muskovitgranitgneise und Augengneise, zunächst kommen Diabase und Grünschiefer, dann Bündnerschiefer und Triasdolomite, als Seltenheit Porphyite. Gleiche Schotter bilden die verwaschene Schutterrassen nördlich der Mündung des Arsangbaches und unterhalb des Weges ins Piengertal.

Weiterhin beobachtet man Reste solcher Schotter bei Fuhrmannsloch, bei P. 1441¹⁾ an der Straße und bei der Abzweigung des Weges nach Kompatsch östlich der Straße. Ferner bestehen die Hügel westlich des Stillebaches, deren höchster die Kote 1493 trägt, aus denselben und als südlichster Punkt ist gegenüber an der Reichstraße, nahe P. 1483, unweit der Paßhöhe, durch eine Sand- und Schottergrube wieder ein Vorkommen derselben aufgeschlossen.

Zusammensetzung und Struktur entsprechen denen von Nauders; in der Tiefe gröbere Schotter, oben geschichteter feiner Mehlsand. Zusammensetzung: Gneise, Diabase und Grünschiefer, Serpentin, Triasgesteine.

Die Terrassenschotter erreichen in diesem südlichen Vorkommen ungefähr 1500 *m* Meereshöhe; bei Nauders und am Weg ins Piengertal läßt sich die obere Grenze nicht genau angeben; die Schotter ziehen von Naudersberg bis nahe zur Kirche von Nauders hin und steigen darüber am Gehänge wahrscheinlich bis 1500 *m* an. Am Ausgange des Piengertales erreichen sie mindestens 1500, wahrscheinlich bis nahe an 1600 *m*. Sie reichen also überall mindestens bis zur Höhe des Passes Reschenscheideck (1509 *m*) hinauf. Südlich desselben, im Seental und bis ins Glurnser Becken hinab, habe ich nirgends eine entsprechende Schuttbildung gesehen. Erst im Matscher- und im Trafoiertal stoßt man wieder auf Verbauungen durch ältere Schotter²⁾.

Die Hügel bei Nauders liegen nahe der Grenze von Bündnerschiefer und Gneis, an der auch die Diabase und Serpentin auftreten und werden im Westen noch von Bündnerschieferhängen überragt. Bei den Vorkommen am Ausgange des Piengertales und südlich davon können die Gerölle von Bündnerschiefer, Serpentin und Diabas nicht mehr aus der Schuttführung des Stillebaches — beziehungsweise des Rojen- und Langtauferrertales als ehemaligen Zuflüssen — hergeleitet werden, sondern müssen eingeschwemmtes erratisches Material einer vorausgehenden Eiszeit sein, nachdem eine rein fluviatile Zufuhr von Norden her höchst unwahrscheinlich ist. Die Porphyritgerölle können sowohl aus dem Rojen- als aus dem Inntal, direkt oder als abgeschwemmtes Erratum stammen.

Die Schotter bildeten die Ausfüllung eines vom Reschenscheideck bis Nauders reichenden Seebeckens oder die Zuschüttung einer Tal-

¹⁾ Originalaufnahmsblätter des militär-geographischen Institutes im Maßstab 1:25.000. Blatt Nauders.

²⁾ Siehe Blatt Glurns-Ortler der geologischen Spezialkarte von Österreich-Ungarn und Erläuterungen dazu. Lieferung XI, 1912.

verebnung von ebensolcher oder größerer Ausdehnung. Das Becken ist jetzt gegen Norden durch die Schlucht des Stillebaches zum Inn hin geöffnet; auch gegen Westen, gegen Martinsbruck, ist der Felsrahmen des Beckens an der Norberthöhe (1408 *m*) niedriger als die obersten Schotterlagen.

Das Tal des Stillebaches senkt sich von Nauders an steil abwärts. Zunächst an die Schotterhügel angrenzend erfüllt der große Schuttkegel, welchen der Valribach aufschüttet und auf dem das Dorf (1365 *m*) steht, die Talbreite, tiefer hinab schneidet der Stillebach in Fels ein. Bei Schweinboden (1250 *m*) ist der Abhang des Kitzmais vom Bach an aufwärts bis gegen 1400 *m* mit Grundmoräne des Inngletschers überzogen. Die Stillebachschlucht unterhalb Nauders hat also mindestens schon vor dem Gschnitzstadium Pencks bestanden. Die Schotter müssen also entweder älter sein oder die Schlucht war zur Zeit ihrer Bildung vom Inngletscher oder von seinem Moränenmaterial bis 1600 *m* Höhe erfüllt, oder endlich es haben Bodenbewegungen in vertikaler Richtung die Gefällsverhältnisse zeitweise umgestaltet.

Während der Hochstände der Vereisung strömte der Inngletscher über das Reschenscheideck nach Süden über, wie dies aus den Gletscherschliffen am Paß, aus den vom Inntal stammenden Geschieben von Serpentin im Terrassenschotter und aus der Ablenkung des Seßladgletschers gegen Süden ersichtlich ist. Während dieser Zeiten war das Stillebachtal von Eis erfüllt.

Das Ende des Inngletschers im Gschnitzstadium ist unbekannt; Penck vermutet ein solches bei Prutz, doch sind die dafür herangezogenen Moränen ober Faggen solche eines Kaunsertalgletschers, wie aus ihrer Geschiebeführung erkenntlich ist.

Im Rojental und im Piengertal liegt die heutige Schneegrenze ungefähr bei 2900 *m*. Nach Penck hätten wir für das Gschnitzstadium die Schneegrenze dann bei 2300 *m* und die Enden der Gletscher würden nur bis zum Ausgang des Piengertales, beziehungsweise etwa bis Faliert im Rojental gereicht haben, so daß der Bereich, in dem jene Schotterreste liegen, eisfrei war. Bei der sehr hohen Lage der Schneegrenze im Engadin bleibt es aber fraglich, ob der Inngletscher in diesem Stadium noch von den Seiten soviel Zufüsse erhielt¹⁾, um das Gletscherende bis ins tirolische Oberinntal vorzutreiben, beziehungsweise bei einem Eisstand, welcher das Inntal bei Finstermünz bis über die Höhe von Nauders erfüllte, kann das Stillebachtal kaum eisfrei gewesen sein.

Die Annahme, daß das Stillebachtal einmal mit Inntalmoräne vollständig aufgefüllt gewesen war, liegt sehr wohl im Bereiche der Möglichkeit, wenn man berücksichtigt, welche Mengen solchen Moränenmaterials noch heute in manchen Seitentälern aufgestappelt anzutreffen sind, zum Beispiel Serfaus, Fendels u. a. Doch müßte, um die Abdämmung jener Schotter zu bewirken, auch der Rücken

¹⁾ An der Südseite der Silvrettagruppe liegt die heutige Schneegrenze bei 3000—3100 *m*. Endmoräne des Gschnitzstadiums also bei 1600—1700 *m* (Inntal 1100—1400 *m*).

der Norberthöhe (1408 *m*) noch um mindestens 100 *m* mit Moräne überdeckt gewesen sein, ohne daß gleichzeitig der Stillebach damit bedeckt war, was fast nur unter der Annahme eines End- oder Seitenmoränenwalles an dieser Stelle verständlich wäre. Dafür liegen aber keinerlei Anzeichen vor.

Bei der Erklärung durch Änderungen im Gefälle sind solche von regionaler Ausdehnung verständlicher als eine auf den Talbereich des Stillebaches beschränkte. Nachdem die Verhältnisse im Isar- und Loisachtal schließen lassen, daß die Inntalschotter den 1200 *m* hohen Seefelder Sattel noch überschritten haben¹⁾, ist bei dem rund 80 *km* weiter talaufwärts gelegenen Bereich von Nauders ein genetischer Zusammenhang mit jenen Schotterbildungen möglich und erwägungswert.

Die Terrasse am Ausgange des Piengertales ist auf ihrer Oberfläche mit erraticem Material aus dem Piengertal (Biotitgneise, Tonalit etc.) überstreut, ohne daß aber von einer Moräne gesprochen werden kann. Erst weiter talaufwärts, von der Mündung des Ganderbildbaches an, entwickelt sich im Piengertal eine mächtige Glazialterrasse, auf welcher die Piengeralpe liegt und welche besonders unter dem Tscheyjoch stark entwickelt und gut aufgeschlossen ist. Sie enthält nur Material aus dem Tal, mit der Struktur einer grobblockigen Moräne. In den obersten Talgründen liegen dann die Moränen des letzten Rückzugsstandes, welche an der Nordseite des Tonalitgebietes als gewaltige dunkle Blockströme bis 2100 *m* in die Täler sich hinabstrecken. Wie ein Nachbild des seinerzeitigen Gletschertores entströmen ihren Endigungen starke Quellbäche.

Bei Nauders scheint an Stelle des Terrassenschotters zu oberst am Hang gegen Novelles ebenfalls Moränenmaterial zu treten. Die im Terrassenschotter sehr häufigen grünen Gesteine fehlen hier und nur Gneisgeschiebe von viel geringerer Abrundung als jene im Schotter überstreuen den Waldhang; die Aufschlüsse sind für eine genauere Bestimmung unzureichend.

Die Verschiedenheit des Geröllinhaltes — einerseits Tonalit, Biotitschiefer in den Moränen des Piengertales, andererseits die Diabase und Serpentine in den Terrassenresten nördlich Arsangbach und nahe Reschenscheideck — spricht gegen eine Verbindung beider als Moräne mit dazugehörigem Schotterfeld.

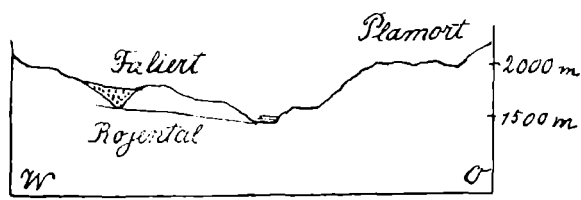
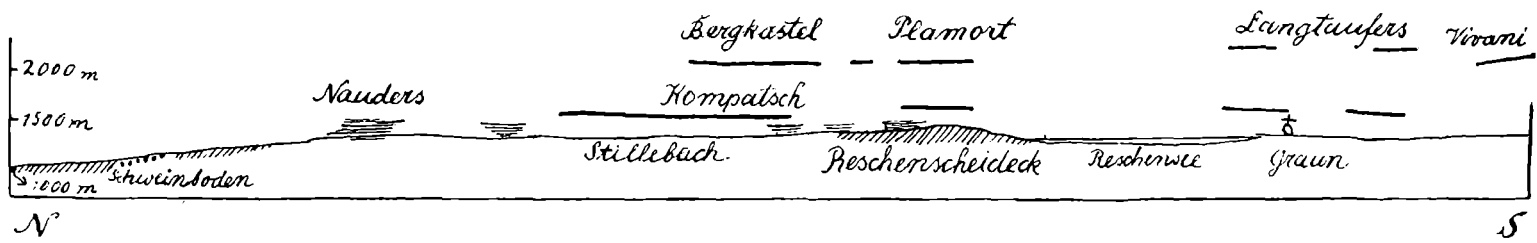
2. Felsterrassen im Gebiete des Reschenscheideck.

Die größeren, in die Öztaler Gneise eingeschnittenen Täler des Gebietes zeigen fast alle und manche in vorzüglicher Deutlichkeit den Seitenhängen entlanglaufende Felsterrassen, welche als Reste einer früheren höher gelegenen Talsohle mit flacheren Einhängen zugehören. Besonders schön ist dies im Langtauferrertal zu sehen, wovon Lachmann²⁾ eine genaue Beschreibung geliefert hat. Sie senkt sich vom Innern des Tales bis zum Ausgang von 2400 *m* auf 2200 *m* herab.

¹⁾ Siehe Ampferer, Zeitschr. f. Gletscherkunde, III. Bd. 1908, pag. 125 u. ff.

²⁾ R. Lachmann, Der Bau des Jackel im Obervintschgau, Beiträge zur Paläontologie Österr.-Ung. u. d. Orients. Bd. XXI, 1908.

Fig. 1.



Längs- und Querprofil des Reschenscheideck.

Wagrechte Schraffen: Terrassenschotter. — Schräg schraffiert: Grundgebirge. — Punktiert: Moräne.
 Dicke Linien: Felsterrassen.

Maßstab für Längen und Höhen: 1:75.000.

Im Rojental sind ebenfalls ober dem Rande des Taltroges auf weite Strecken hin Teile eines präglazialen Talgehanges erhalten, welche zum Teil mit einer leichten Moränendecke oder mit Moränenwällen, welche aus den Karen des Kammes durch Rückzugsstände der Vergletscherung vorgeschoben wurden, bedeckt sind. Am Talaustritt gehört dazu die Hochfläche nördlich von Schöneben in 2000 bis 2100 *m* Höhe und gegenüber kleine Verebnungen des Gehanges in gleicher Höhe (Kalkhütte), hinter Rojen setzt sie deutlich ein und zieht sich zusammenhängend ins Griontal hinein, dessen Hintergrund ringsum folgend. Sie steigt von Rojen einwärts bis 2400 *m* an. In gleicher Höhenlage ist sie im Fallungtal beiderseits ausgeprägt, besonders am rechten Ufer (Fallunghütte).

Am Reschenscheideck liegt östlich des Passes die von Rundhöckern und kleinen Sumpfbecken eingenommene Hochfläche von Plamort (höchster Punkt 2084 *m*), welche sich als Terrasse mit kurzer Unterbrechung über die Bergkastelalpe bis ins Ganderbildtal fortsetzt. Ihre Höhe schließt sich jener der Terrassen am Ausgang von Langtaufers und Rojen an. Der Anschluß an ersteres kann auch als ein Argument dafür genommen werden, daß die Wasserscheide früher südlich von Graun lag und das Langtauferertal daher zum Inn sich entwässerte, wie dies aus anderen Gründen von Müllner, Penck und Lachmann angenommen wurde.

An der Westseite des Stillebachtals liegt die Hochfläche der Mutzwiesen (1950—2000 *m*) in korrespondierender Höhe. Vielleicht können weiter nördlich die Verflachungen des Gehanges bei Novelles und Stables östlich ober Nauders in 1700 *m* Höhe noch hierher gezählt werden.

In gleicher Höhe wie im Langtauferertal findet man auch im oberen Radurscheltal Teile einer Felsterrasse. An der linken Seite ist sie am Ostabhang des Kreuzjoch und am Silberbach in 2100 *m* Höhe entwickelt und auf der rechten Seite bei den Friunsalpen (2100—2200 *m*).

Im nördlichen Teil des Tales, welcher die Bündnerschiefer durchschneidet, liegt nur die Terrasse der Sadereralpe in 2100 *m*. Die Hänge fallen hier ungestuft bis zum glazialen Talboden ab, dessen Reste in der Terrasse von Greit 1278—1400 *m* erhalten sind und in schwachen Andeutungen mit Moränenbedeckung auf der linken Seite am Fahrwege. Der Bach hat sich eine tiefe Schlucht eingeschnitten. Dieser alte Talboden trifft bei der Mündung des Sadererbaches mit dem heutigen zusammen¹⁾. Der glaziale Talboden mündet mit einer Stufe von ungefähr 300 *m* in das Inntal.

Unter der Gehängestufe von Plamort etc. ist im Talzug des Reschenscheideck noch eine zweite tiefere stellenweise erhalten: östlich über der Paßstraße ist der Hochfläche von Plamort eine niedrigere Felsterrasse vorgelagert, auf welcher die sogenannte Etschquelle als Abfluß der Sumpfbecken auf der rundhöckerigen Felsterrasse entspringt. Sie ist mit 1607 *m* vermessen. Nach einer kurzen Unterbrechung setzt sie

¹⁾ Von hier an aufwärts ist der Talboden mit Schottern, wahrscheinlich postglazialen Alters eingefüllt.

weiter nördlich bei Kompatsch wieder ein, welcher Hof auf ihr liegt (1619 *m*) und verbreitert sich weiter nordwärts zu einer schönen Wiesenterrasse (mit felsigem Grund), welche in 1580 *m* bis zum Arsangbach reicht. Westlich Reschenscheideck entspricht ihr die Wiesenterrasse 1644 *m* ober „Auf Rojen“. In der gleichen Höhe zwischen 1600 und 1700 *m* sind beiderseits vom Ausgang des Langtauferertales Felsterrassenreste erhalten: von Arlund bis St. Anna ober Graun (großenteils von Halden überschüttet) und in den Wiesen von Arlui.

Sucht man diese Gehängestufen nach beiden Seiten, ins Inntal und ins Etschtal, weiter zu verfolgen, so trifft man im Inntal weiter talabwärts den präglazialen Talboden wieder in der Felsterrasse von Ladis und Fiß in 1400 *m* Höhe, und der gegenüberliegenden Terrasse von Übersachsen. Ihr entsprechen weiter talaufwärts die Stufenmündungen des Stubentales und Samnaun in rund 1400 *m* Höhe. Bei Remüs gibt Penck Terrassen in 1500 *m* Höhe als Fortsetzung an. Im Etschtal zieht sich von Laas bis Mals an der Nordseite des Tales die schöne Felsterrasse Allitz—Gschneier—Ausgang des Matschertales—Muttertschinig in 1300—1400 *m* hin. Ihr entspricht die Stufenmündung des Schlinigtales (Polsterhof 1300 *m*).

Die Stufenmündung des Planailtales, beziehungsweise ihre Felsterrasse liegt zwischen 1500 und 1600 *m*, jene des Zerzertales bei 1700 und die des Vivanitales bei 1900 *m*.

Nimmt man alle diese Teilstücke des oberen Niveaus zusammen als präglazialen Tallauf, so erhält man nach beiden Seiten eine Gefällsstufe. Im Langtauferertal ergibt sich ein Gefälle von 2 ‰, vom Vivanital bis Mals aber 6 ‰; das Gefälle des Langtauferertales würde sich nach Norden etwa bis zu den Mutzwiesen gleichbleiben, dann aber mit 13 ‰ zum Inntal abfallen.

Penck¹⁾ unterscheidet im Etschstromsystem zwei Gruppen von Felsgesimsen, welche um 400 *m* durchschnittlich voneinander absteigen: die obere Gruppe sind Reste des pliocänen, die untere solche des präglazialen Talbodens entsprechend einer zweimaligen Hebung und Verbiegung der Niveauflächen. Die Terrassen des Reschenscheideck und der benachbarten Hochtäler würden zur oberen Gruppe gehören, doch bilden die nahe 2000 *m* und darüber gelegenen Flächenstücke eigentlich eine dritte oberste Gruppe in der graphischen Darstellung, welche Penck hiervon gibt, welche wieder um 400 *m* über dem Durchschnitt der „oberen“ Gruppe liegt. Die 1600-*m*-Terrasse am Reschenscheideck entspricht der letzteren. Man hat also die Wahl, entweder ein solches drittes oberstes Niveau über dem pliocänen Talsystem anzunehmen, oder man verbindet die 1600-*m*-Stufe des Reschenscheideck mit den unteren präglazialen Gesimsen und die 2000-*m*-Flächenstücke mit der oberen Gruppe des pliocänen Talbodens und erhält dann zwischen Mals und Graun eine Verbiegung der Gefällskurve im oben angegebenen Sinn, entsprechend einer relativen Hebung der Wasserscheide.

Es wäre zu untersuchen, ob auch im Etschtal (und im Inntal) über der oberen Gruppe, welche auch von Laas abwärts an beiden

¹⁾ Penck u. Brückner, Alpen im Eiszeitalter, 3. Band.

Seiten fast durchgängig als Felsgesimse vertreten ist, die einzelnen kleinen Gehängeverebnungen, welche ober ihr vorhanden sind, sich zu einer höheren Stufe verbinden lassen oder nur lokale Bildungen sind.

3. Moränen und Schotter im Serfausertal.

Von Tösens bis Prutz zieht sich am linken Talgehänge eine Mittelgebirgsterrasse hin, auf welcher die Dörfer Serfaus, Fiß und Ladis liegen. Es ist eine Felsterrasse, nahezu frei von größeren Schuttbedeckungen, in jedem Einschnitt tritt unter der dünnen Humusdecke der Fels zutage. An vielen Stellen, besonders gut bei Serfaus, bietet die Terrassenfläche das Bild einer von Vegetation bedeckten ausgezeichneten Rundhöckerlandschaft. Gegen den Inn bricht sie in steilen Felshängen ab, ihre Höhe über dem Inn beträgt durchschnittlich 500 *m*, doch senkt sie sich bei Ladis bis auf 300 *m* über den Fluß herab. Blickt man über die Terrasse hin gegen NO, so sieht man als scheinbare Fortsetzung derselben in die weite Öffnung des Pillersattels und gewinnt so das Bild des alten Inntallaufes durch die Vereinigung von dessen Restflächen, während der jetzige tiefere Innlauflauf und sein Querdurchbruch bei Pontlatz dem Auge verborgen bleiben.

Der felsige, vom Eis abgeschliffene Paßbrücken von Piller ist durchschnittlich um 100 *m* höher als die Terrassenfläche, stellt also den Riegel einer ehemaligen flachen Talwanne vor, welche der heutigen Ausweitung des Inntales in seinen oberen Gehängen zwischen Töfens und Prutz entspricht.

Ähnlich wie bei dem Becken von Nauders und der Stillebachschlucht ist auch dieses Becken bereits vor der letzten Eiszeit durch das Quertal von Pontlatz-Landeck eröffnet worden, da bei Fließ die Grundmoränen des Inngletscher bis zur Talsohle herabreichen¹⁾.

Vom inneren Rande der Terrasse steigt das Gehänge in sehr sanfter Neigung gegen den Kamm Furgler-Schönjöchl an. Die zwei größeren Bäche, welche von ihm herabkommen, der Beutelbach bei Fiß und der Serfauserbach, durchschneiden die Terrasse in tiefen Felsschluchten, von der Terrasse aufwärts aber erfüllen ausgedehnte Schuttablagerungen das von hier an schwächer geneigte Bachtal und überziehen die flachen Berghänge an den Seiten bis in die Karregion hinauf.

So überzieht diese Schuttdecke ununterbrochen vom Dorf Serfaus an aufwärts das ganze breite Gehänge der Serfauser Bergwiesen — nur ausnahmsweise einen kleinen Felsaufschluß dazwischen freitassend — bis zum Fuß der obersten steileren Kammabhänge in 2200 *m* (Kammhöhe durchschnittlich 2600 *m*), wo schwach ausgebildete offene Karnischen von den Ringwällen der letzten Rückzugsstadien abgegrenzt werden. Der Serfauserbach gewährt durch seinen tiefen Anriß nahe beim Dorf und weiter aufwärts sein südlicher Ast, der Hinterkreiterbach, gute Aufschlüsse durch die tieferen Teile jener Schuttablagerungen.

¹⁾ Sie enthält Gerölle von verschiedenen Arten der Bündnerschiefer (Brecien etc.), Diabas, Serpentin, Diorit, verschiedene Gneise, Amphibolit; sie sind gut gerollt, kleine Geschiebe glatt poliert. Manche Gneisgerölle und auch Bündnerschiefer zeigen die Form von Flußgeröllen, sind also wohl an dritter Stelle.

Die steilwandigen Aufrisse zeigen eine fest verbundene Geschiebemasse bestehend aus kleinen Geröllen mit wenig lehmigem Zwischenmittel und eingestreuten zahlreichen größeren Blöcken. Der Gesteinsart nach überwiegen die verschiedenen Arten der Bündnerschiefer, welche besonders die kleinen Geschiebe bilden, während die großen Blöcke überwiegend aus kristallinen Schiefen bestehen: Zweiglimmergneise, Muskovit-, Biotitgneise, Augengneis, Amphibolit und sehr häufig die „Grünsteine“ der Bündnerschiefer, das heißt Diabas und Diabasschiefer. Die Masse besitzt im allgemeinen keine Schichtung, doch treten schichtfugenartige horizontale Absätze in Abständen von 20—30 m durch die Verwitterung stellenweise hervor. Außerdem sind an dem großen Aufschluß über den westlichsten Häusern des Dorfes an ein paar Stellen dünne Schmitzen von feinem Mehlsand horizontal eingeschaltet, welche nach den Seiten hin sich durch Ausdünnen in der ungeschichteten Masse rasch verlieren. Die Geschiebe sind stark kantengerundet, kleine Kalkgeschiebe zeigen oft eine feine Glättung der Oberfläche. Typische gekritzte Geschiebe fand ich in diesen Aufschlüssen nicht, wohl aber höher oben am Weg nach Komperdell.

Die Gesteinsarten der Geschiebe entsprechen den im Einzugsgebiete des Tales anstehenden Felsarten mit Ausnahme der zahlreichen Grünsteine, von denen hier nur ein paar verschwindend kleine Vorkommen bei der Detailaufnahme aufgefunden wurden. Der größte Teil dieser Geschiebe muß von außen zugeführt worden sein; das gleiche gilt wahrscheinlich auch von den allerdings weniger häufigen Augengneisblöcken, da auch von dieser Gesteinsart nur ein kleines Vorkommen am Furgler gefunden wurde.

Die Struktur, die Mitführung talfremder Gesteine und die Glättung der kleineren Geschiebe lassen die Ablagerung als Moräne deuten, deren Absatzfugen und kleine Mehlsandlagen vielleicht auf häufige Oszillationen des Gletschers bezogen werden können.

Die Moränendecke setzt sich über die niedere Wasserscheide der Komperdellalpe vom Serfausertal ins Tal des Lausbaches (Seitenttal des Tschupbachtals) fort. Die Talstufe des Lausbaches, nahe bei der Komperdellalpe, gibt wieder einen guten Aufriß: man sieht festverkittete Grundmoräne, welche im oberen Teil ähnliche Absatzfugen wie bei Serfaus in großen Abständen besitzt, gleichzeitig mit einer annähernd in gleicher Höhe durchziehenden Anreicherung mit großen Blöcken. Der danebenstehende Alpkogel (2012 m) ist noch ganz mit erratischen Gneisblöcken überdeckt.

Die Moränenbedeckung setzt sich an beiden Seiten des Laushtales aufwärts fort, bis man bei 2200 m die Wälle der letzten Rückzugsstadien erreicht. — In dem Aufschluß bei der Komperdellalpe fand ich keine talfremden Geschiebe.

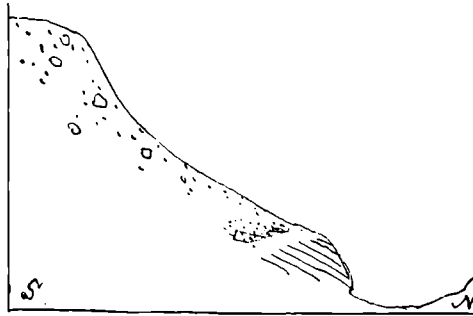
Am Hinterkreiterbach beobachtet man in den hohen Anrissen am Südufer bei 1700 m unter der beschriebenen Moränendecke Reste einer älteren fluviatilen Ablagerung: der Bach hat in ein paar 8—10 m hohen Schuttabbrüchen bräunlich gefärbte, gut geschichtete, lockere, sandige Schotter bloßgelegt, welche vorwiegend aus Urgebirgsmaterial bestehen von gleichmäßiger Größe; größere Blöcke sind ganz selten. Die Schichten streichen OW und fallen stark gegen N, also zum

Bache ab. Darüber liegt, schon durch die graue Farbe sich gut abhebend, die ziemlich fest verkittete Moräne mit weit überwiegend aus Bündnerschiefern bestehenden kleinen Geschieben und einzelnen großen Blöcken von Gneis, Amphibolit etc. und auch von Diabas. Sie gleicht im ganzen völlig dem Serfauser Aufschluß, auch in der schwachen Andeutung ebener Schichtfugen in großen Abständen.

An der Basis über dem Schotter ist eine besonders stark lehmige Lage entwickelt.

Im südlichen Teil des großen Anrisses westlich vom Dorfe Serfaus ist auch unter der großen Masse der Moräne noch eine diskordant schräg geschichtete Ablagerung aufgeschlossen, welche durch eine scharfe horizontale Trennungsfäche von der Moräne geschieden ist; die Ablagerung besteht hier aber aus festem geschichteten Lehm mit fein geglätteten kleinen Geschieben und geht gegen oben, beziehungs-

Fig. 2.



Profil durch die Schotter am Hinterkreiterbach.

Schraffiert: Schotter. — Punktiert: Moräne.

weise außen in eine der Moräne ähnliche geschiebereiche und ungeschichtete Masse über, ist also ihrem Material nach eine umgelagerte Moräne.

Bei St. Zeno sind über dem Fahrweg von Serfaus nach Tschupbach ebenfalls große Aufschlüsse der Moräne, das Material an der Basis der Schuttmasse, am Weg, zeigt stark gerollte Geschiebe ganz vom Charakter von Bachgeröllen, dürfte also vielleicht von einem ähnlichen Schotterrest stammen wie jene am Hinterkreiterbach. Struktur ist keine mehr zu sehen, da alles verrollt und überwachsen ist.

Eine Unterlagerung der Moräne durch diskordant geschichtete lehmige Schichten ist auch an einem Anriß im vordersten Teil des Hinterkreiterbaches, am Nordufer hoch über dem Bach, zu sehen.

Da der Bergrücken, an dessen Fuß die Schotterreste am Hinterkreiterbach liegen und von dem ihre Schichtung abfällt, ausschließlich aus Bündnerschiefer besteht, so stammt das Urgebirgsgerölle aus glazialen Ablagerungen auf demselben, wie solche ja auch heute noch den Alpkopf und den Sattel von Gallmütz überziehen.

Die Wälle des letzten Rückzugsstadiums (Daunstadium) liegen hier durchschnittlich in 2200 *m* Höhe; jene des Gschnitzstadiums wären etwa bei 1700—1800 *m* zu erwarten, der sonenseitigen Lage zufolge vielleicht noch höher; sicher dahinstellbare Wälle sind in diesen Gehängen nicht erhalten. Die oben beschriebenen Moränen überziehen als gleichmäßige Decke das Gehänge bis 1400 *m* herab. Die Geschiebeführung ist eine Mischung lokalen Materials mit solchem des großen Inngletschers — bei Geschieben aus Bündnerschiefer und vielen Gneisen und Amphiboliten ist nicht unterscheidbar, wie viel dem Serfauser Gletscher und wie viel dem aus gleich zusammengesetzten Bergen kommenden Inngletscher zukommt.

Nachdem die Existenz eines Bühlstadiums im Innggebiet sich als nicht nachweisbar ergeben hat¹⁾, muß die Moränendecke der letzten Großvergletscherung zugeordnet und den Schotterresten ein interglaziales Alter zugesprochen werden.

Literaturnotizen.

R. Lachmann. Beiträge zur Plastizitätsfrage. Zentralblatt f. Mineralogie etc., Jg. 1912, Nr. 24, pag. 745—757.

Der Verfasser will die in der Zeitschrift „Kali“ 1912 weiter ausgeführten Ideen über Plastizität und Deformation von Gesteinen gesondert darlegen. Die experimentell bewiesene plastische Umformbarkeit der Minerale enthebt nicht einer kritischen Betrachtung, welche Rolle insbesondere quantitativ die plastische Umformung bei den natürlichen Deformationen spiele. Lachmann unterscheidet gebührendermaßen Mineraldeformation und Gesteinsdeformation. Gegenüber von Lachmanns Einteilung A. Kataklaststruktur, B. Eigentliche plastische Umformung, C. Umkristallisation, D. Ummineralisation, möchte der Ref. an der eingehenderen von Lachmann noch nicht berücksichtigten Klassifikation von Teilbewegungen im Gefüge und korrelaten Deformationen des Ganzen sowie an den anderen Begriffen festhalten, welche er in mehreren Arbeiten seit 1911 für dieses Thema aufgestellt hat; ausgehend von eingehender deskriptiver Beschäftigung mit deformierten alpinen Gesteinen und anknüpfend an die bisherige, namentlich die schieferpetrographische Literatur.

Von experimentellen Arbeiten über plastische Gesteinsumformung referiert Lachmann aus v. Kármáns Experimenten mit Marmor und Sandstein, daß die „Plastizität“ der Gesteine sich nur bis zu einem Optimum mit dem allseitigen Druck steigert. Dadurch ist (für Sandstein und Marmor!) die seinerzeit vom Ref. aufgeworfene Frage nach dem Zusammenhang zwischen Deformierbarkeit (gemessen durch die deformierende gerichtete Spannung), allseitigem Druck und kristalliner Mobilisation zu beantworten begonnen (vgl. Tscherm. Mitt. 1911, pag. 284. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1912, pag. 253, 257). Überschreitet der allseitige Druck das Optimum sehr stark, zum Beispiel bei Gesteinen in gewisser Tiefe, so „kann überhaupt keine mechanische Gestaltsänderung mehr vor sich gehen“, wenn man nicht annimmt, „daß die Horizontalkräfte in der Tiefe ins Ungemessene wachsen“. Dieser Ausdrucksweise vermag der Ref. abgesehen davon, daß es sich nicht um „Horizontalkräfte“ handeln muß, nicht ganz beizustimmen, sondern möchte denn doch von einer „mechanischen Gestaltsänderung“ auch reden dürfen, wenn sich deformierende Bewegungen unter begleitender Umkristallisation vollziehen und es ist insbesondere über das an Schiefeln vom Ref. beschriebene (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1912) Zusammenspiel zwischen mechanischer Deformation der Gefügeelemente und zwischen „Kristalliner Mobilisierung“ experimentell seines Wissens nichts bekannt; es wären eben als dritte Bedingung die Bedingungen kristalliner Mobilisation in das Experiment einzuführen, bevor man so weitgehende Schlüsse zieht. Ferner zieht Lach-

¹⁾ Siehe Ampferer, Zeitschr. f. Gletscherkunde. II. Bd., 1907, pag. 29 u. f.