

Rätikon und Montafon in der Schlußvereisung.

Von Otto Ampferer.

(Mit einer Photographie und 17 Zeichnungen.)

In der Frage der Schlußvereisung ist es bisher zu keiner Einigung gekommen. Die meisten Eiszeitforscher schließen nach wie vor die Rückzugsstadien unmittelbar an die Würmvergletscherung an oder sie bezeichnen diese Stadien als Lokalvergletscherung, ohne näher auf das Verhältnis derselben zur Würmeiszeit einzugehen.

Auf diese Weise ist jedoch in dieser Fragestellung kein Fortschritt zu erzielen und ich versuche nochmals kurz die Grundlinien der Überlegung vorzuführen, welche zu einer Ablösung der Schlußvereisung von der Würmeiszeit zwingen. Ich gehe vom Hochstande der Würmvergletscherung aus, der im Vorlande durch die äußersten Jugendmoränen, im Innern der Alpen

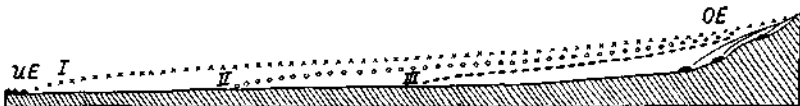


Fig. 1.

UE = unterste } Endmoränen
 OE = oberste }
 I, II, III = 3 Stände eines abschmelzenden Großgletschers

durch die erratischen Standmarken und die morphologische Obergrenze der Abschleifgehänge mit genügender Genauigkeit festgelegt ist.

Auf diese Angaben hin lassen sich in den großen Alpentälern die Längsschnitte der Würmgletscher ohne weiteres konstruieren. Zwischen diesem Hochstande und der heute im Hintergrunde der Alpentäler vorhandenen Vergletscherung können auch die zu jedem Rückzugsstande der Würmgletscher gehörigen Längsprofile unschwer ermittelt werden.

In Fig. 1 ist in einem Schema eine Reihe von solchen Längsschnitten verzeichnet, von denen jedoch nur die höchsten und die niedrigsten mit tatsächlich beobachteten Endmoränen verknüpft sind.

In der Zwischenstrecke fehlen im Innern der Alpen in den Haupttälern auffallenderweise auf lange Strecken hin alle Endmoränenstände.

Für diesen Befund der Feldaufnahmen gibt es nun zwei verschiedene Deutungen:

I. Es hat sich der Rückzug der Würmvergletscherung von den Endmoränen im Vorlande bis zu den Rückzugsstadien im Hintergrunde der Alpentäler so rasch und gleichmäßig vollzogen, daß es auf dieser langen Strecke zu keiner Anhäufung von Endmoränen kommen konnte.

II. Es ist nach dem Rückzuge der Würmvergletscherung eine längere Periode von Abwaschung und Erosion eingeschaltet gewesen, welche die vom Rückzuge hinterbliebenen Moränen der Würmgletscher zerstört und verwischt hat.

Erst nach dieser Abtragsperiode ist dann die frische Aufschüttung der Moränen der Schlußvereisung erfolgt. Die zweite Annahme ist die wahrscheinlichere und auch durch die Beobachtung gelegentlich erhaltener Stücke von Seitenmoränen entscheidend unterstützt.

Während in den Talsohlen, wie schon betont, auf weite Strecken alle Endmoränen fehlen, finden sich da und dort an den Talflanken noch Reste von Längswällen erhalten. Ihre Zahl ist gering und sie lassen sich auch nicht zusammenhängend weiter verfolgen.

Im Gegensatz zu diesen seltenen Resten von Längswällen der Würmgletscher sind nun in den seitlichen Furchen der Haupttäler zahlreiche und gut erhaltene Moränenwälle der Lokalgletscher vorhanden.

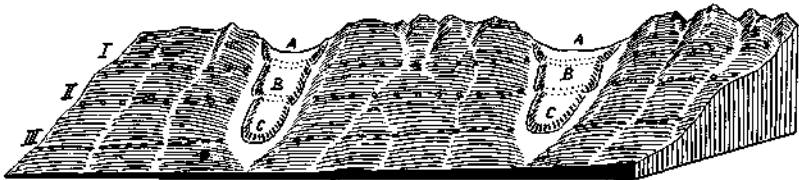


Fig. 2.

I, II, III = 3 Stände des abschmelzenden Großgletschers

A, B, C = 3 Stände der nachrückenden Seitengletscher

Zum höchsten und ältesten Stand des Großgletschers soll der oberste Stand der Seitengletscher, zum mittleren der mittlere und zum untersten Stand des Großgletschers der unterste der Seitengletscher gehören.

Man erkennt leicht, daß diese Zuordnung unmöglich ist, weil die obersten Moränen der Seitengletscher nicht die ältesten, sondern gerade umgekehrt die jüngsten sind.

Da diese vielfach weit unter die Hochstandsmarken der Würmgletscher heruntersteigen, ist die Frage nach der Verknüpfung dieser Lokalmoränen mit dem Rückzuge der Würmvergletscherung unvermeidlich.

In Fig. 2 ist ebenfalls wieder in einem Schema die allgemeine Lagebeziehung zwischen diesen Lokalmoränen und den Rückzugsständen der Würmgletscher zur Darstellung gebracht. Der Einfachheit halber sind nur drei Rückzugsstände des Würmgroßgletschers und je drei Lokalmoränen der Seitenhänge in Betracht gezogen.

Die Rückzugsstände des Großgletschers verlaufen mit geringem Gefälle annähernd parallel mit der Talsohle.

Der oberste Stand ist mit I, der mittlere mit II und der unterste mit III bezeichnet.

Hält man nun die Lokalgletscherstände in den Seitenfurchen für gleichzeitig mit den Rückzugsständen des Großgletschers, so gibt es dafür nur eine mögliche Verknüpfung.

Es kann der oberste Lokalwall A nur dem obersten Längswalle I des Großgletschers gleichzeitig zugeordnet sein. Dem mittleren Längswall II würde dann Lokalwall = B und dem untersten Längswall III der Lokalwall = C entsprechen.

Diese Zuordnung entspricht etwa der weitverbreiteten Anschauung, daß sich die Lokalgletscher beim Sinken der Großgletscher vergrößert und ausgedehnt hätten.

Dieser Anschauung liegt wieder die unrichtige Meinung zugrunde, daß die Lokalgletscher durch die Großgletscher in ihrer Ausdehnung gehemmt worden seien.

Die Lokalgletscher haben ihr Eis mit Überdruck auf das Eis des Großgletschers verladen. Die Oberfläche des Großgletschers aber stellte gleichsam ein breites gewaltiges „laufendes Band“ vor, das dem Eise der Seitengletscher keine Hemmung bereitete, sondern im Gegenteil eine leichtere Abfuhr ermöglichte.

Eine Hemmung der Eisabfuhr konnte hier nur bei jenen Lokalgletschern eintreten, deren Bewegung dem Laufe des Großgletschers entgegengerichtet war.

Die in Fig. 2 angedeutete Zuordnung der Lokalmoränen zu entsprechenden Rückzugsständen des Würmgroßgletschers führt zwangsläufig zu dem Schlusse, daß der oberste Lokalwall dem obersten Rückzugsstande und der unterste Lokalwall dem untersten Rückzugsstande entspricht.

Während also der Großgletscher einschrumpft, sollen die Seitengletscher anschwellen.

Beachten wir aber nun die wirklichen Verhältnisse, so zeigt sich gerade das Umgekehrte.

Hier ist bei den Lokalgletschern bestimmt der unterste Stand der älteste und der oberste der jüngste.

Aus dieser Erkenntnis ergibt sich ohne weiteres die Unmöglichkeit, die Rückzugsstände der Würmgletscher mit den Ständen der Lokalgletscher zeitlich gleich zu setzen.

Sie können einander niemals entsprechen und die angenommene Verbindung hat nicht bestanden.

Wenn aber die Lokalmoränen vom Rückzuge der Würmeiszeit unabhängig sind, so können sie nur einer jüngeren, selbständigen Vereisung zugehören.

Im Bereiche des Rätikons lassen sich nun die räumlichen und zeitlichen Beziehungen der Lokalgletscher zu dem Großgletscher der Würmeiszeit, dem Illgletscher, verhältnismäßig gut verfolgen.

Es ist dies in erster Linie darin begründet, daß sich hier in einer breiten Zone zwischen Samina- und Brandnertal die Rückzugsstände des Illgletschers zwischen 1200 und 600 m auffallend gut erhalten haben.

Es springen hier von S her mehrere Kämme und Stufen aus Trias- und Flyschgesteinen kräftig in den breiten Talraum des Walgaues vor.

Offenbar waren dieselben in der Stromrichtung des Illgletschers sehr störend, so daß derselbe an diesen Hindernissen sehr viel von seinem randlichen Blockmaterial verlor.

Weiter besteht dieses randliche Blockmaterial vorherrschend aus groben Blöcken von Silvretta-Kristallin, das nicht nur der Verwitterung auszeichnet widersteht, sondern auch auf den Trias- und Flyschhängen leicht zu erkennen ist.

Auf diese Weise ist hier auf der Strecke südlich von Bludenz bis Feldkirch in einer prächtigen Weise der Rückzug eines großen Würmgletschers mit Tausenden von erratischen Blöcken in allen Einzelheiten besiegelt.

Gleichzeitig sind aber auch die Rätikontäler in diesem Gebiete reichlich mit gut erhaltenen Moränen der Lokalgletscher ausgerüstet, so daß sich hier die gegenseitigen Beziehungen zwischen den Rückzugsständen des Illgletschers und den räumlich benachbarten Lokalgletschern klar überblicken lassen.

Im allgemeinen haben sich dabei drei verschiedene Verhältnisse zwischen Lokalgletschern und Rückzugsständen des Illgletschers ergeben, die in Fig. 3 schematisch dargestellt erscheinen.

Im Verhältnisse I liegen die Rückzugsstände des Illgletschers sperrend vor der Mündung eines langgestreckten Seitentales. Die Moränen der Lokal-

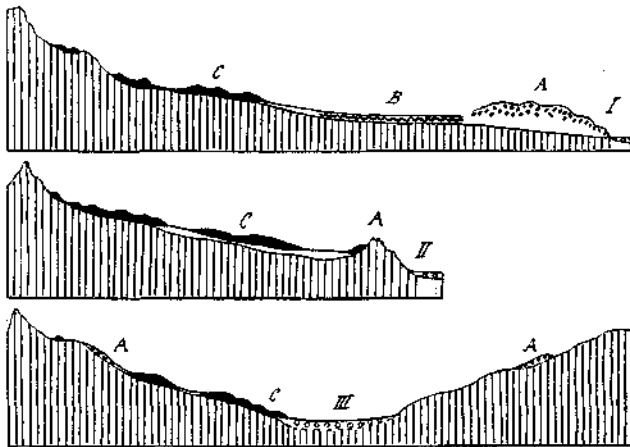


Fig. 3.

- A = Blockmoränen des Großgletschers (Illgletscher)
 B = Stausedimente
 C = Endmoränen der Lokalgletscher

- I = Die Endmoränen des Großgletschers sperren beim Rückzug ein langes Seitental. Hinter der Eissperre liegt ein eisfreier Stauraum. Im Hintergrund die Endmoränen der Lokalgletscher.
 II = Auf einer Klippe hat sich ein Rest von Blockmoräne des Großgletschers erhalten. Am Fuße der Klippe lagern die lokalen Endmoränen.
 III = Zu beiden Talseiten sind Reste von hohen Blockmoränen des Großgletschers vorhanden. Die lokalen Endmoränen steigen bis zur Talsohle herab.

gletscher beherrschen mit sehr deutlichen Wallformen den hinteren Talraum. Im mittleren Talraume breitet sich eine Verschüttung aus Bändertonen-Sanden-Schottern aus.

Diese Verschüttung ist offenbar zu einer Zeit entstanden, als der mittlere Talraum bereits vom Würmeis verlassen, dagegen der Talaustritt noch davon besetzt war.

Es handelt sich also um die Verlandung eines Stauraumes hinter dem bereits ziemlich tief abgeschmolzenen Würmgletscher des Haupttales.

Die Beziehung der Lokalmoränen zu den Rückzugsständen des Illgletschers ist hier nicht eindeutig festgelegt. Dieselben könnten nach dieser Anordnung gleichaltrig oder auch jünger als die Rückzugsstände des Hauptgletschers sein.

Im Verhältnisse II sind von den Rückzugswällen des Hauptgletschers nur mehr die erratischen Blöcke auf einer Klippe am Ausgange des Seitentales erhalten.

Dafür branden die Moränenwälle des Lokalgletschers bis zu dieser Klippe vor.

In diesem Falle ist bereits die Unmöglichkeit eines gleichzeitigen Bestandes von Haupt- und Seitengletscher klar zum Ausdruck gebracht.

Im Verhältnisse III liegen die Blockwälle des Hauptgletschers auf beiden Talseiten schon ziemlich hoch. Die Lokalgletscher des Seitentales aber steigen frei und breit aufgeschüttet bis zur Sohle des Haupttales herab.

In diesem Falle ist die Möglichkeit einer Gleichzeitigkeit von Haupt- und Seitengletscher völlig ausgeschlossen, weil eben kein Hauptgletscher bestand, als die Seitengletscher so tief herabgriffen. Diese drei Verhältnisse zwischen Haupt- und Seitengletscher kommen nun in den Tälern des Rätikons in verschiedener Weise zur Geltung.

In der nun folgenden Beschreibung werden die Moräneninhalte der Rätikontäler in der Reihenfolge von W gegen O zu im einzelnen kurz beschrieben.

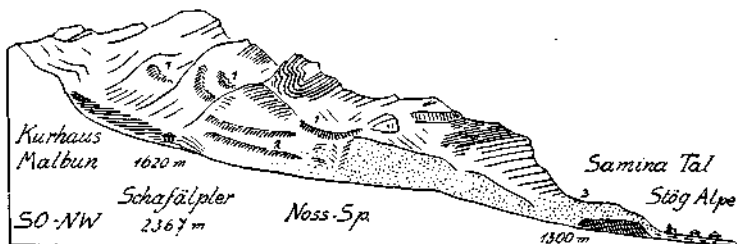


Fig. 4.

- | | |
|--------------|-----------------------------|
| 1 = oberste | } Stände der Lokalgletscher |
| 2 = mittlere | |
| 3 = unterste | |

Aus dem Rätikon wird diese Beschreibung dann auch noch in die Täler der Silvrettagruppe fortgesetzt, soweit diese in den Bereich des Montafons fallen.

Eine Bearbeitung der Moräneninhalte der Ferwallgruppe im Bereiche des Silbertales wird in einer eigenen Arbeit von O. Reithofer folgen.

Saminatal.

Der Glazialinhalt dieses längsten Rätikontales ist einerseits auf seinen Hintergrund, anderseits auf seinen Ausgang verteilt. In der Mittelstrecke liegt hauptsächlich junger Bach- und Hangschutt.

Im Hintergrunde des Saminatalles lagern sowohl im Haupttale als auch in den Seitentälern mächtige und reichgegliederte Moränenwälle von Lokalgletschern aufbewahrt.

Als ein Beispiel der Verteilung dieser Wallformen führe ich hier das sehr übersichtliche Malbuntal in Fig. 4 vor, dessen Moränengehalt auf eine kürzere Strecke zusammengedrängt erscheint.

Die oberen Moränenwälle sind in ihren Formen vollständig erhalten, während der unterste Anteil, der sich bei der Alpe Stög ins Haupttal erstreckt,

durch viele Anrisse und Gräben bereits die Geschlossenheit der Form eingebüßt hat.

In der Gegend der Alpe Stög befinden sich auch die untersten Endmoränen des Samina-Haupttales, welche sich mit denen des Malbuntales vereinigt hatten.

Die hier im Saminatal aufgestapelte Endmoränenzone reicht von der Alpe Stög (Steg) bis nahe an die Mündung der tiefen Schlucht des Vallorschtales.

Sie besteht aus einer Anzahl von Quer- und Längswällen, die größtenteils noch gut erhalten sind.

So liegt hier zwischen 1300—1100 *m* auf einer Strecke von ungefähr 4 *km* eine gewaltige, rein lokale Endmoränenmasse aufgestapelt.

Wir werden in dem benachbarten Gamperdonatal einer sehr ähnlichen Anhäufung von Endmoränen begegnen.

Hier wie dort tragen diese Moränen heute breite, schöne Almböden mit zahlreichen Hütten und ausgedehnter Alpwirtschaft.

Die höheren Moränenstände des obersten Saminatales sind bereits auf der Karte von Daniel Trümpy, 1916, verzeichnet worden.

Über den mittleren und recht unzugänglichen Teil des Saminatales ist glazialgeologisch wenig zu berichten. Das Tal durchbricht hier eine gewaltige Scholle von Hauptdolomit, unter welcher Raibler Sch. — Arlberg Sch. und Muschelkalk emporatauchen.

An verschiedenen Stellen der Schlucht haben sich kleinere und größere Nester von meist konglomerierten Schottern und Sanden erhalten. Der größte Konglomeratrest liegt noch oberhalb von der Mündung des Vallorschtales in einer Höhe von über 1000 *m*. Ungefähr gleich weit lassen sich auch im Talbett der Samina erratische Blöcke feststellen.

In der großen Hauptdolomitschlucht der Samina treffen wir dann an der Grenze zwischen Liechtenstein und Vorarlberg eine kurze epigenetische Klammstrecke, die zum Einbau von hohen Talsperren verwendet wurde, um die gewaltige Schuttführung der Samina aufzuhalten.

Die Verbauung des alten Tallaufes ist hier mit Talschottern vollzogen.

In der nun folgenden Talstrecke fällt der Reichtum von großen erratischen Blöcken auf, unter denen sich auch zahlreiche Silvrettagneise und Amphibolite befinden.

Nahe an der gewaltigen Aufschiebung der Kalkalpen auf den Flysch entspringen die großen Quellen, welche zur Trinkwasserversorgung der Stadt Feldkirch verwendet werden.

Der vordere Teil des Saminatales ist ganz in Flysch eingeschnitten und zeigt einen anderen Schuttgehalt.

In der Taltiefe beobachten wir eine ausgedehnte Verschüttung, einerseits mit konglomerierten Schottern und Sanden, andererseits mit losen Sanden-Bändertonen-Schottern.

Wie H. Wehrli im Jahrbuch 1928, S. 440—442, nachgewiesen hat, werden die konglomerierten Schotter von der hangenden Grundmoräne schräg eingedeckt. Die Konglomerate waren vor dieser Eindeckung schon tief erodiert und sind daher als eine interglaziale Bildung zu bezeichnen. Zu dieser interglazialen Verschotterung dürften auch die Konglomerate gehören, die sich bis ober die Mündung der Vallorschschlucht verfolgen lassen.

Es gibt aber im vorderen Saminatal noch eine wesentlich jüngere Verschüttung mit Bändertönen, Sanden und lockeren Schottern. Diese Stau- bildungen sind wohl erst beim Rückzuge der Würmvergletscherung ent- standen, als das mittlere Saminatal bereits eisfrei war, wogegen der vorderste Talteil noch vom Illgletscher gesperrt war.

Von dieser Anwesenheit des Illgletschers zeugen hier auf beiden Talseiten eine große Menge von Silvrettablöcken, die sich bis in eine Höhenzone von etwa 1200 m verfolgen lassen.

Diese Blocksaat erstreckt sich von der Hochfläche von Amerlügen bis in die Nähe der Amerlügen Alpe (1287 m). Noch großartiger ist eine solche Überstreuung auf der Ostseite des Saminatales erhalten geblieben. Hier sind die Blöcke zum Teile noch in deutlich erkennbaren Längswällen ange- ordnet, die auf den Terrassen von Stutzberg—Gurtis zwischen 900—1200 m liegen.

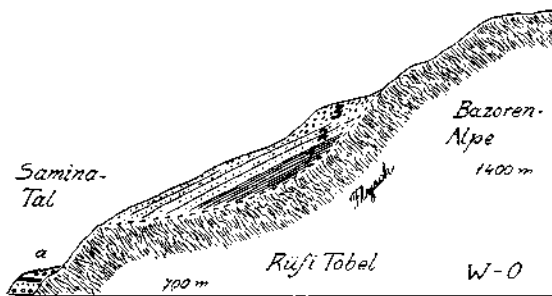


Fig. 5.

- 1 = feine, lehmreiche, feinstreifige Grundmoräne des Illgletschers
- 2 = gröbere, lagenweise verkittete Grundmoräne
- 3 = grobe, unverkittete Grundmoräne

Im vorderen Saminatale sind aber auch noch oberhalb der ausgedehnten Staubildungen an den Hängen zu beiden Talseiten gewaltige Massen von stark bearbeiteter Würmgrundmoräne eingespeichert.

Die großartigsten Aufschlüsse liefert hier wohl das Rüfitobel nördlich von der Gafadura Alpe (Fig. 5).

In diesem Riesenaufschlusse, der schon sehr viel schönen Almboden auf- gefressen hat, kann man drei verschiedene schräg gelagerte Sorten von Grundmoränen übereinander unterscheiden.

Das Material ist zur Hauptsache kalkalpin und scharf glazial bearbeitet. Kristalline Geschiebe und Blöcke sind jedoch in allen Lagen zu finden.

Die unterste Lage führt das feinste Material und ist sehr lehmreich. Aus- gezeichnet ist hier an der Feinstreifung die schräge Struktur zu erkennen. Die mittlere Lage ist teilweise verkittet und die oberste enthält viel gröbere Geschiebe.

Alle Moränenhänge sind mit freien, großen kristallinen Blöcken überstreut.

Es ist recht wahrscheinlich, daß diese mächtigen Grundmoränen in der Zeit des Hochstandes der Würmvergletscherung hier eingefüllt wurden. In dieser Zeit stand das Eis des Saminagletschers wohl auch über den niedrigen Sattel des Gulmen (1459 m) mit dem Rheingletscher in Verbindung. Der Rheingletscher ist jedoch nicht ins Saminatal eingedrungen.

Die Ablagerung der jungen Stausedimente kann erst bei einem relativ tieferen Stande der Würmvergletscherung erfolgt sein, als das mittlere Talgebiet bereits eisfrei, der Talausgang jedoch noch gesperrt war. Wie die weit verbreiteten Bändertone beweisen, hat hier zeitweise auch ein Stausee bestanden. Die viel ausgedehntere ältere Talverschüttung besitzt dagegen interglaziales Alter.

Gallinatal.

Dieses Nachbartal ist weit kürzer, so daß hier zwischen den Ablagerungen der Lokalgletscher im Hintergrunde und jenen des Illgletschers im Vordergrunde keine freie Zone vorhanden ist, sondern die tiefsten Moränen der Lokalgletscher teilweise schon unmittelbar auf den Würmgrundmoränen des Illgletschers lagern.

Fig. 6 entwirft ein Bild der Hauptverteilung des Glazialbesitzes im Gallinatal. Wir erkennen im Hintergrunde die ziemlich reich gestaffelten Lokalmoränen, im Mittelteile die Reste von großen Massen von stark bearbeiteten Würmgrundmoränen und im Vorderteile die prächtig erhaltenen Rückzugsmoränen des Illgletschers auf der Terrasse von Gurtis.

Wegen der Steilheit des Tales ist es hinter diesen Rückzugsmoränen zu keiner beträchtlichen Anhäufung von Stauschottern gekommen.

Fig. 6 ist nach den Aufschlüssen der Westseite des Gallinatales gezeichnet, welche die Verteilung der Lokalmoränen und der Rückzugsstände des Illgletschers gut erkennen läßt. Auf der Ostseite des Gallinatales ist jedoch ein wichtiger Aufschluß vorhanden, den Fig. 7 abbildet.

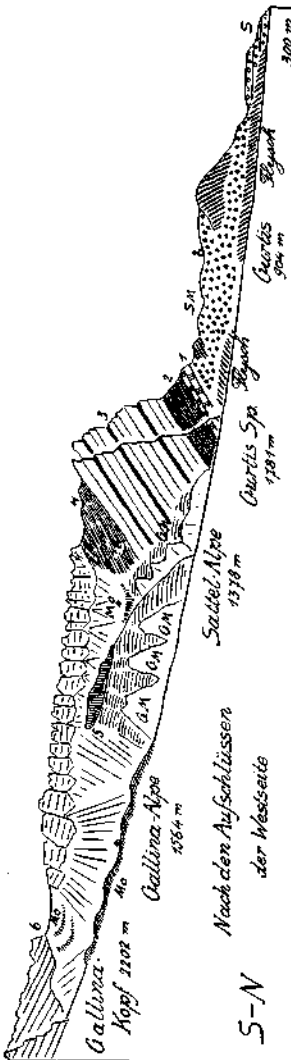


Fig. 6.

SM = Blockmoränen des Illgletschers
 GM = Grundmoränen des
 M₀ = Endmoränen der Lokalgletscher
 S = Schotter und Sande

1 = Muschelkalk
 2 = Partnach Sch.
 3 = Arlberg Sch.
 4 = Raibler Sch.
 5 = Rauhwracken
 6 = Hauptdolomit

Hier befindet sich im Gebiete des Roßbodens eine gewaltige Aufspeicherung von stark bearbeiteter Würmgrundmoräne, in deren schreckliche Abgründe im Jahre 1935 ausgedehnte Sperrmauern eingebaut wurden.

Überlagert wird diese typische Würmgrundmoräne, die hin und hin kristalline Geschiebe und Blöcke enthält, von kleinen, aber recht deutlichen Wällen eines Lokalgletschers an der Nordseite der nur 1758 m hohen Lohnspitze. Die gleichzeitigen Lokalgletscher an der Nordseite des

wesentlich höheren Gallinakopfes (2202 m) sind beträchtlich tiefer herabgestiegen.

Aus dieser Anordnung läßt sich leicht ablesen, daß die Lokalgletscher des Gallinatales erst nach einem starken Rückzuge der Würmvergletscherung zur Ablagerung gekommen sein können.

Das Verhältnis zu den Rückzugswällen des Illgletschers auf der Terrasse von Gurtis ist hier nicht näher bestimmbar.

Gamperdonatal.

Dieses lange und großartige Rätikontal vermag für unsere Fragestellung wichtige Beiträge zu leisten.

Ebenso wie in dem langen Saminatal ist auch hier zwischen den Ablagerungen der Lokalgletscher im Hintergrunde und den Rückzugsständen des



Fig. 7.

- 1 = Raibler Sch.
- 2 = Rauhacken
- 3 = Hauptdolomit
- 4 = Arosazone

- a = Grundmoräne des Würmgletschers (Illgletscher)
- b = Endmoränen der Lokalgletscher

Illgletschers im Vordergrunde eine verhältnismäßig lange eisfreie Zone eingeschaltet gewesen.

Der Hintergrund des Gamperdonatales gehört zu den großartigsten Schau- stücken des Rätikongebirges.

Es breitet sich hier im sogenannten Nenzinger Schaffhimmel nicht nur die schönste und reichste Alpe von Vorarlberg aus, sondern es erhebt sich darüber das eisgekrönte Mauerwerk des Panüler Schrofens in düsterer Gewalt und herber Schönheit. Die Wälle der Lokalgletscher hatten in diesem Hintergrunde reichlichen Raum, sich in allen Eigenheiten und Einzelheiten zu entfalten und auch zu erhalten. Es sind sowohl die hohen Moränenringe als auch die mittleren und tiefsten Stände recht gut ausgebildet.

Entlang der Riesenhalde unter den Wänden des Panüler Schrofens zieht sich eine Kette von kleineren Wällen zur Salaruelscharte empor.

Aus dem Kar bei der Panüalpe steigt eine tiefere Gruppe von Wällen zum Talboden von St. Rochus hinab.

Auf diesem weiten, flachen Talboden aber lagern die tiefsten Stadien, deren Ausmaße durch Quer- und Längswälle klar verzeichnet liegen. Man kann hier drei Wallgruppen ablesen, die sich auf eine Strecke von zirka 2 km verteilen. Das Gefälle des Talbodens beträgt auf dieser Strecke nur zirka 100 m (1380—1280 m). Unterhalb von diesen Endmoränen wird das Gamperdonatal weithin von seitlichen Schuttkegeln bedrängt und verschüttet.

Erst bei der Falsalpe ändern sich die Schuttverhältnisse ziemlich bedeutend.

Wir treffen hier an der Ostseite des Tales eine breitere, waldbedeckte Terrasse (1199 m), deren Anrisse den Einbau von mächtigen horizontalen Stauschottern mit Lehm- und Sandlagen offenbaren.

Wir haben die Ablagerung der Verlandung eines Stauraumes mit einer zeitweiligen Seefüllung vor uns.

Über die Ursache der Schuttauftauung bleibt man nicht lange im Zweifel, denn gleich unterhalb von dieser Staustufe beginnt im Bachbette die Einlagerung von zahlreichen und oft mächtigen erratischen Blöcken (Gneise-Granite-Amphibolite-Kreide Sandsteine und Konglomerate).

Diese erratische Blocksaat zieht sich von der Wallfahrtskapelle bei der Kuhbrücke (940 m) bis zur Höhe des Kezerlebodens (1204 m) empor. Wir haben also wieder nach dem sicheren Zeugnisse der Silvrettablöcke hier noch einen Rückzugsstand des Illgletschers bis in Höhe von über 1200 m bezeugt. Dieses Eindringen von Silvrettaeis ins Gamperdonatal läßt sich vom Taleingange bei Nenzing 4—5 km weit aufwärts verfolgen.

Es vollzog sich hier also zu einer Zeit, als das mittlere Gamperdonatal bereits eisfrei war, ein Abschmelzen des Illgletschers von zirka 1200 m auf zirka 533 m in Nenzing.

Wie im Saminatal hat sich also im Gamperdonatal hinter dem Eispfropfen des Illgletschers eine ausgedehnte Talverschüttung entwickelt, welche die Höhe von zirka 1200 m erreichte.

Von der Kuhbrücke an begegnen wir nun talauswärts einer neuen, aber wesentlich älteren Talverschüttung von sehr großen Ausmaßen.

Zu beiden Seiten der hier engen und tiefen Schlucht sind gelbgraue, hohl-äugige Konglomeratwände eingemauert, die von der Tiefe der Schlucht 200 bis 400 m emporreichen. Das Material der Konglomerate besteht einerseits aus schlecht gerollten Talschottern mit vielen, oft schräg geschütteten Mehlsandlagen, andererseits aus kristallinen Geröllen, die überall zu finden sind.

Gegen oben werden diese Konglomerate diskordant von Würmgrundmoräne eingedeckt. Diese Diskordanz zwischen Konglomerat und Grundmoräne ist sehr beträchtlich, was auf eine längere, trennende Erosionsperiode schließen läßt.

Der Einbau dieses alten Konglomerates (Rib-Würm-Interglazial) ist heute noch auf eine Strecke von über 2 km zu verfolgen.

Am Talausgange steigen die Würmgrundmoränen ziemlich tief herab und noch tiefer das grobe Silvrettablockwerk.

Zwischen Nenzing und Beschling ist hier der rechtwinklig abgebogenen Schlucht des Mengbaches die Flyschterrasse mit der Ruine Ramschwag (645 m) vorgelagert.

Diese Terrasse trägt ziemlich grobe, bunte Schotter und weiter westlich prächtige Wälle aus Silvrettakristallin.

Über die Verhältnisse auf der Ostseite des Talausganges unterrichtet uns das Profil (Fig. 8).

Das Silvrettablockwerk steigt nahe an den Talboden herab und ist von bunten Schottern begleitet.

Um etwa 749 m treffen wir deutliche Würmgrundmoräne, die bis zu einer Höhe von zirka 1345 m emporzieht und bis zirka 1200 m von Silvrettablockwerk überstreut erscheint. An einer Stelle sind hier an der Kante des Grafner-

bergs bei Punkt 893 m in den Grundmoränenüberzug einige Mehlsandlagen eingeschaltet.

Höher oben kommen wir in den Bereich von kalkalpiner Grundmoräne, welche unter der Falschina Alpe in tiefen Schluichten gegen das Hofner Tobel zu aufgerissen liegt und die typische Schrägstruktur der großen Grundmoränenspeicher enthüllt. Es handelt sich hier wohl um eine Grundmoräne aus der Zeit des Würmhochstandes.

Überblicken wir noch einmal kurz den Glazialinhalt des Gamperdonatales, so können wir festhalten, daß etwa das oberste Drittel der Tallänge den Lokalgletschern gehörte, das mittlere Drittel eine eisfreie Verschüttungsstrecke war, während das vordere Drittel von Grundmoränen und Endmoränen

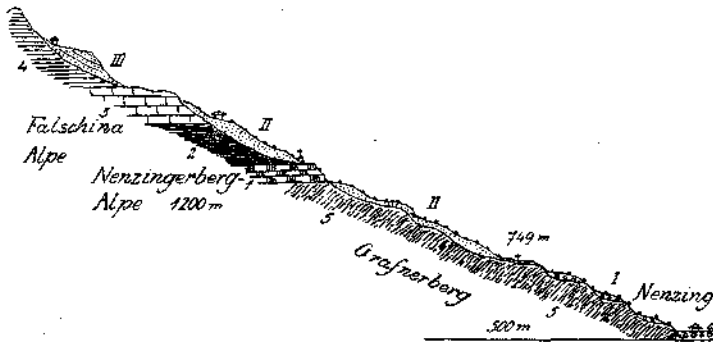


Fig. 8.

- | | |
|-------------------|--|
| 1 = Muschelkalk | I = Schotter mit viel Kristallin. Zahlreiche große Silvretta-
blöcke. Viele kleine Fels- und Schotterterrassen. |
| 2 = Partnach Sch. | II = Grundmoräne des Illgletschers mit zahlreichen Silvretta-
blöcken. |
| 3 = Arlberg Sch. | III = Grundmoräne aus Lokalschutt. Hangschräge Schichtung
und Teilverkitung. |
| 4 = Raibler Sch. | |
| 5 = Flysch | |

der Würmeiszeit besetzt ist. Da die obere Grenze des groben erratischen Blockwerkes etwa bei 1200 m liegt, kann es sich dabei nicht um den Hochstand, sondern nur um einen Rückzugsstand des Illgletschers handeln.

Schesa- und Rhona Tobel.

Zwischen Gamperdona- und Brandnertal sind in das Berggehänge zu beiden Seiten des Loischkopfes zwei tiefe Tobel eingeschnitten, östlich das kürzere Schesa Tobel, westlich das längere Rhona Tobel.

Beide Tobel gewähren ausgezeichnete Aufschlüsse, vor allem aber der Schesa Tobel, welcher heute durch die großartigen Verbauungen auch leichter zugänglich geworden ist.

Fig. 9 erläutert die Aufschlüsse des Schesa Tobels durch ein Ansichtsprofil der Nord- und Nordwestflanke.

Das Grundgebirge kommt an drei Stellen zum Vorschein und gehört dem Verbands der Raibler Sch. an. Es sind Rauhack-Kalke-Sandsteine mit dünnen Kohlenflözen (Lunzer Sch.).

Über diesem unregelmäßigen Reliefe des Untergrundes breitet sich dann eine mächtige, stark bearbeitete Grundmoräne aus, die Unmassen

von geschliffenen und gekritzten Geschieben und Blöcken bunter Art enthält.

Man kann hier die meisten Gesteine von Rätikon und Silvretta gut vertreten finden.

Vor der Verbauung war der Grund des Tobels mit zahlreichen größeren erratischen Blöcken erfüllt, die nun fast alle in den riesigen Sperrmauern eingebaut liegen.

Auf dieser dichten, liegenden Grundmoräne lagert dann fest verkitteter, kantiger Schutt in dicken Bänken. Dieselben zeigen eine ziemlich unregelmäßige Lagerung, es kommen sogar widersinnig einfallende Lagen vor. Das Material der Breccie besteht aus kantigem, schlecht angerolltem, buntem Schutt mit vielen kristallinen Einschlüssen. Schlecht gekritzte Geschiebe sind ebenfalls als Seltenheiten in der Breccie zu finden.

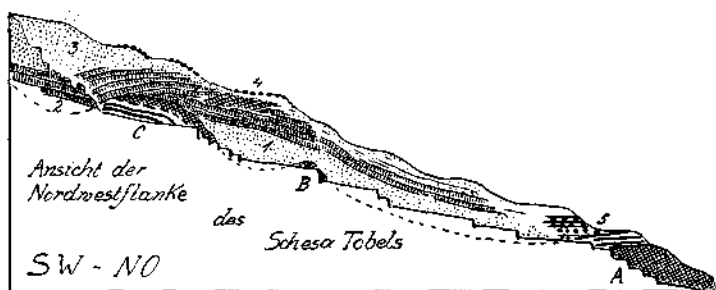


Fig. 9.

A, B, C = Felsschwellen aus Raibler Sch.

- | | |
|--|---------------------------------------|
| 1 = dichte, stark bearbeitete Grundmoräne | 3 = stark bearbeitete Grundmoräne |
| 2 = dickbankige, gelbliche Breccie aus vorherrschend kantigem Schutt | 4 = lokales Blockwerk (Korallenkalke) |
| | 5 = jüngere Schotter und Sande |

Diese wild aufgeschüttete Breccie, die sich auch durch eine gelbliche Verfärbung von der grauen Grundmoräne abhebt, wird diskordant von einer oberen, etwas größeren Grundmoräne eingedeckt. Diese obere Grundmoräne erreicht im Hintergrunde des Schesa Tobels eine bedeutende Mächtigkeit und wird zwischen 1300—1400 m von kleinen Wällen von Kalkblöcken (auffallend viele Korallenkalke) überlagert.

Das kristalline Silvrettablockwerk reicht hier etwa bis zirka 1200 m Höhe empor.

Es ist nun zu fragen, ob der Breccie in dem Schesa Tobel die Bedeutung einer interglazialen Ablagerung zukomme oder nicht?

Für die Deutung als interglazial spricht vor allem die beträchtliche Mächtigkeit und Ausdehnung. Die Breccie ist durchaus nicht auf das Gebiet des Schesa Tobels beschränkt. Sie tritt in derselben Ausbildung auch in dem westlich benachbarten Rhona Tobel sowie südlich vom Loischkopf in dem großen Tobel des Schließwaldbaches auf.

Überall wird sie von mächtiger Würmgrundmoräne eingedeckt. Die Unterlagerung durch eine ältere Grundmoräne ist jedoch nur im Scheas Tobel aufgeschlossen.

Die Breccie im Tobel des Schließwaldbaches zieht sich von etwa 1400 m bis zur Mündung in den Alvierbach bei 962 m hinab. Es handelt sich

also wohl um die Reste einer ausgedehnten interglazialen Gehängeverschüttung.

Eine weitere Frage ist dann, ob diese Breccien mit den Konglomeraten im Gamperdona- und Brandnertal gleichaltrig seien. Der Umstand, daß das Schuttmaterial in diesen Konglomeraten besser gerollt als in den Gehängebreccien auftritt, wäre gewiß kein Hindernis einer Altersgleichstellung.

Brandnertal.

Gleich östlich vom Schesa Tobel mündet das Brandnertal mit der Bürser Klamm gegenüber von Bludenz ins Illtal.

Hier begegnen wir besonders schönen glazialen Aufschlüssen, die sich in dem Querschnitte (Fig. 10) übersichtlich vereinigt finden.

Dieser Querschnitt verläuft über die Bürser Klamm bis zur Höhe der Mondschein Sp.

Wenn wir das Profil betrachten, so erkennen wir, daß die Bürser Klamm in ein altes Konglomerat eingeschnitten ist, das von Grundmoräne unter- und überlagert wird.

Die Unterlagerung des Konglomerats durch eine alte, stark bearbeitete Grundmoräne habe ich bereits in diesem Jahrbuche 1908, S. 628—630, eingehender beschrieben.

Das Konglomerat selbst besteht zur Hauptsache aus Talgeröllen mit einem Zusatze von reichlichem kristallinen Material. Teilweise ist das Konglomerat recht grob und führt bis 1 m^3 große Blöcke.

An seiner Oberfläche erscheint dasselbe kräftig schräg abgeschnitten und von Würmgrundmoräne eingedeckt. Dieselbe ist jedoch nicht mächtig und trägt eine ganze Reihe von prächtig erhaltenen Blockmoränen des Illgletschers. Dieses Silvrettablockwerk reicht bei der Burg Rosenegg bis in die Sohle des Illtales unter 600 m herab.

Westlich von der Bürser Klamm erkennen wir die Terrasse von Bürserberg, welche auf einem Einbau von jüngeren Stausedimenten (unten Bänder-tone, darüber Sand und Schotter) lagert.

Wir haben eine Staubildung vor uns, die offenbar hinter dem abschmelzenden Illgletscher entstanden ist.

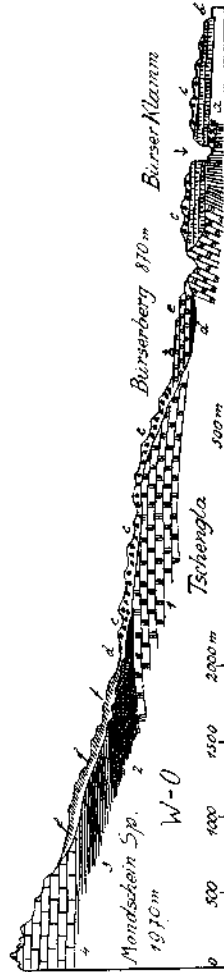


Fig. 10.

- | | |
|-----|---------------------------------|
| 1 = | Arlberg Sch. |
| 2 = | Gipslager |
| 3 = | Raibler Sch. |
| 4 = | Hauptdolomit |
| a = | alte Grundmoräne |
| b = | Bürser Konglomerat |
| c = | Blockmoränen des Würngletschers |
| d = | Stausedimente—Bänder-tone |
| e = | Stauschotter |
| f = | Blockmoränen der Lokalgletscher |

Über die Stauterrasse von Bürserberg erhebt sich dann das prächtige Plateau von Tschengla, über und über mit großen und kleineren Silvretta-Blöcken, bald in Wällen, bald in Einzelsaat überstreut.

Diese vielen fremden Blöcke und Wallformen haben hier einen Naturpark von köstlicher Schönheit geschaffen, dessen reiche und feingliedrige Raumteilung, verbunden mit freier, weiter Landschaft, den Wanderer unmittelbar beglückt. Die Blöcke aus Silvrettagut lassen sich ungefähr bis 1200 *m* verfolgen.

Weiter hinauf gelangt man ins Herrschgebiet der Lokalmoränen, welche sich hier in schweren Massen angesiedelt haben.

Es ist nun von Interesse, daß sich auch hier hinter den Endmoränen des Illgletschers im Einschnitte des Rhona Tobels ein größeres Staulager von feinen Bändertonen eingenistet hat.

Wir lernen aus diesem Querschnitte vor allem den Rückzug des Illgletschers von einer Höhe von 1200 *m* bis auf 600 *m* kennen und sehen, daß es dabei mindestens an zwei Stellen hinter dem abschmelzenden Gletscher zur Aufschüttung von Stausedimenten gekommen ist.

Die Staustufe von Bürserberg, welche auf Fig. 10 eingetragen erscheint, setzt sich an der westlichen Talseite noch ziemlich weit ins Brandnertal hinein fort.

Die innersten Reste befinden sich am Südfuße des Taleu, wo die Verbauung außer Sand und Schotter auch noch Bändertone umfaßt.

Auch im Brandnertal fällt das obere Ende dieser Staubildung ungefähr mit dem Ende der Einlagerung der erratischen Blöcke im Talbette zusammen.

Wenig oberhalb dieses Endes der Staustufe beginnt dann im Brandnertal der Einsatz der Moränen der Lokalgletscher.

Da die seitlichen Bergkämme des Brandnertales besonders auf seiner Ostseite rasch in bedeutende Höhen steigen, haben ihre Gletscher den Grund des Brandnertales früher erreicht als die Gletscher des Hintergrundes.

Die Lokalmoränen des Talhintergrundes enden in der Gegend der Ortschaft Brand. Die Kirche des Dorfes — 1047 *m* — ist auf einem der äußersten Endmoränenwälle erbaut.

Die Seitengletscher aus dem Sarotlatal und dem Schließwaldgraben blockieren aber das Brandnertal schon 2—3 *km* unterhalb von Brand.

Bei Brand vereinigen sich die Endmoränen der Vergletscherung an der Nord- und Ostseite der Scesaplana. Es stoßen hier die Endmoränen von drei Tälern (Zalimtal—Gletschertolle—Lünerseeal) zusammen, so daß sich eine sehr große Anhäufung von Schuttmaterial ergibt.

Insbesondere ist der relativ kurze Zweig des Zalimtales mit mächtigen und wohlgegliederten Endmoränen der Lokalgletscher ausgerüstet, wie der Längsschnitt — Fig. 11 — dem Beschauer vorführt.

Sehr interessant ist auch die Verteilung der Lokalgletscherstände in dem Talzweige des Lünersees.

Der Lünersee war noch in einer jungen Vereisungszeit von 7 bis 8 kleinen Eiszungen umgeben, deren Moränen teilweise bis in den See vordrangen.

Bei der von den Vorarlberger Illwerken in technisch großartiger Weise ausgeführten Absenkung des Seespiegels konnte H. Gams (Jahrbuch 1929, S. 542) feststellen, daß diese zierlichen Moränenwälle von Schwefel-eisengyttja und Bänderton überlagert werden und daher älter als die dadurch angezeigte Warmzeit sind.

Oberhalb des Lünersees haben wir noch bei 2335 *m* eine größere und bei 2700 *m* eine oberste, kleine Moränenstufe.

Unterhalb der Felschwelle des Lünersees, auf der ich vor drei Jahren ein faustgroßes Amphibolitgerölle fand (wohl von Menschenhand verschleppt), stellen sich die ersten Moränen ober der Felsstufe bei 1447 *m* und dann in der Umgebung der Schattenlagant Alpe ein.

Hier liegen sehr schön und voll ausgebildete Wälle, noch vermehrt durch solche aus dem Hochtale der Gletschertolle, welche den unmittelbaren Abfluß des Brandner Ferners vorstellt.

Die untersten Wälle liegen, wie schon erwähnt, bei der Ortschaft Brand.

Zusammenfassend kann man also über das Brandnertal zu einem ganz ähnlichem Urteile wie über das Samina- und Gamperdonatal kommen.

Der Vorderteil ist durch ein reiches System von Rückzugständen des Illgletschers beherrscht. Im Mittelteile ist hinter der Eisbarre des Illgletschers eine zirka 4 *km* lange Verschüttung eines Stauraumes vorhanden. Die Endmoränen der Lokalgletscher des Brandnertales lagern bei der Ortschaft Brand und lassen sich in vielfacher Staffelung bis zu den heutigen Moränen des Brandner Ferners empör verfolgen.

Rells Tal.

Das östlich benachbarte Rellstal hat in seinem Hintergrunde eine ausführliche Entfaltung von Lokalmoränen, dagegen sind sowohl die mittleren als besonders die untersten Stände wenig deutlich und bereits stark abgetragen.

Die oberen Endmoränen der Lokalgletscher reichen von ungefähr 2300 *m* bis zirka 1700 *m* zur unteren Salomon Alpe herab. Diese oberste Zone der Endmoränen ist sehr fein unterteilt und gegliedert.

So finden wir z. B. an der Südseite des Felspfeilers des Freskalot zwischen 2300—1700 *m* nicht weniger als etwa zehn Moränenringe eingebaut.

Dieser reichen Gliederung der obersten Stände steht eine ganz einfache Anlage der mittleren Zone gegenüber, die sich etwa von der unteren Salomon Alpe bei 1700 *m* bis in die Gegend des Rells Kirchle bei 1473 *m* erstreckt. Hier finden wir an der Talsohle nur junge Bachaufschüttungen, dagegen sind die beidseitigen Berghänge mit ziemlich mächtigen Moränen verkleidet.

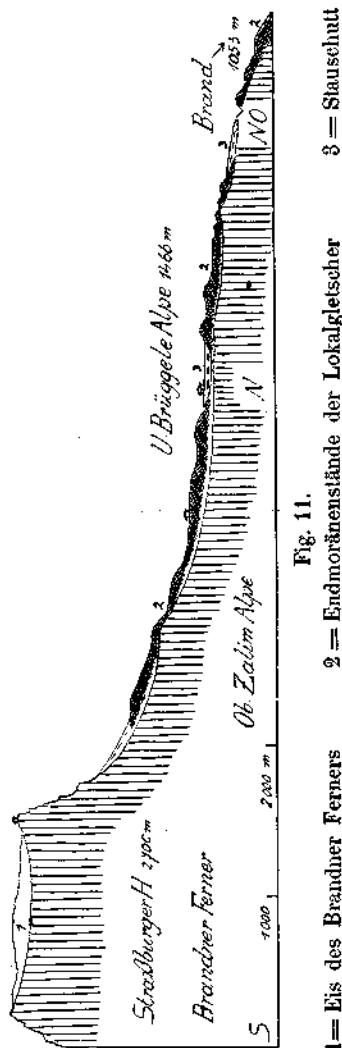


Fig. 11.

3 = Stausehnt

2 = Endmoränenstände der Lokalgletscher

1 = Eis des Brandner Ferners

Der unterste Anteil der Lokalmoränen erstreckt sich von der Gegend des Rells Kirchle etwa $2\frac{1}{2}$ km talabwärts, wo sich bei 1199 m ein gut erhaltener Endwall an der nördlichen Schluchtseite befindet.

Es ist jedoch nicht sicher, daß wir uns hier wirklich am untersten Ende der Rellstaler Lokalvergletscher befinden.

Möglicherweise erstreckten sich diese bis zum Ende der tiefen, wilden Klamm, die heute durch schwere Sperren gegen ihre gewaltsamen Murausbrüche gebändigt liegt.

Gauer Tal.

Dieses landschaftlich reich mit Schönheit begabte Hochalpenthal hat auch ausgedehnte Besitztümer an wohl erhaltenem Moränengut.

Besonders großartig ist damit der Talhintergrund ausgestattet, der von den stolzen Felsformen von Sulzfluh—3 Türme—Drusenfluh beherrscht wird.

Das Gauertal steht von seinem Eingange bis zu seinem Hintergrunde völlig im Bannkreise der Lokalvergletscherungen.

Der Öffnung des Gauertales liegt die mächtige Felsklippe des Kristakopfes — 1071 m — sperrend vor. Der heutige Tallauf wird dadurch gegen O zu nach Tschagguns abgelenkt. Es ist aber auch westlich vom Kristakopf eine kleine verschüttete, ältere Talfurche vorhanden.

Am Gipfel des Kristakopfes lagert nun eine große Schar von Silvretta-Blöcken, während sich an seine Südseite prächtige Wälle von rein lokalem Blockwerk anschmiegen und von dem Plateau von Landschau bis zur Kirche von Tschagguns hinabziehen.

Hier stehen wir vor einer räumlichen Gegenüberstellung von Blockmoränen des Haupt- und des Lokalgletschers, die eine Gleichzeitigkeit ihrer Ablagerung ausschließen.

Hier gibt es keine andere Lösung als die Annahme, daß die Endmoränen des Gauertal-gletschers erst zur Ablagerung kamen, nachdem der Ilgletscher in der Gegend von Tschagguns bereits verschwunden war.

Durch Bohrungen auf dem Plateau von Landschau ist diese zeitliche Trennung des Haupt- und Seitengletschers noch weiter bestätigt worden.

Unter dem lokalen Moränenmaterial wurde hier eine tonreiche Grundmoräne des Ilgletschers angetroffen.

Wandern wir von der schönen Hochfläche von Landschau ins Gauertal hinauf, so stoßen wir bald auf große Moränenwälle, welche sich von der Nordseite der Mittags Sp. herunterziehen.

Etwas weiter talauf beginnt eine Blockmoräne aus teilweise riesigen Stücken von Sulzfluhkalken, welche eine Länge von $1\frac{1}{4}$ km aufweist.

Sie beginnt bei zirka 1200 m und reicht bis über 1300 m Höhe empor. Am besten erhalten ist ihre Wallform bei der kleinen Kapelle — 1305 m — an der Ostseite des Tales.

Über der Talsohle treffen wir hier zu beiden Seiten sowohl in den Gräben des „Ronnenwaldes“ als auch in jenen unter der Alpe „Auf dem Tobel“ mächtige Massen von stark bearbeiteten Grundmoränen aus der Würmeiszeit. Sie reichen bis über 1800 m Höhe empor.

Im Talgrunde selbst beginnt oberhalb der Quellen des Rasafeibaches eine große Endmoräne, welche das flache Feld der unteren Sporeralpe — 1523 m — umspannt.

Sie stammt von einem Seitengletscher der 2336 m hohen Geis Sp.

Der obere Stand des Gauertalgletschers beginnt im Porsalenger Wald bei zirka 1600 m und zieht sich dann vielstüffig bis zum Drusentor — 2345 m — empor.

Wir stehen hier vor der gewaltigsten Anhäufung von Blockmoränen an der Nordseite des Rätikon Gebirges.

Die riesige Blockmasse des Porsalenger Waldes ist mehrfach als ein großer Bergsturz gedeutet worden.

Innerhalb der waldbedeckten Blockmasse ist die Entscheidung zwischen Moräne oder Bergsturz schwierig. Steigt man aber zum Gipfel der Geis Sp. empor, so fällt die Entscheidung leicht, wie die schematische Zeichnung — Fig. 12 — dartut.

Es sind im oberen Teile Querwälle, im unteren dagegen Längswälle entwickelt. Beide werden seitlich von einem besonders langen und schön geschwungenen Walle eingefäßt, auf dem die Lindauer Hütte steht.

Diese gedrängte Übersicht hat uns zu dem Urteile geleitet, daß die Lokalvergletscherung das ganze Gauertal vom Drusentor bis nach Tschagguns einheitlich beherrschte.

Zur Zeit dieser Lokalvergletscherung war im Montafon bei Tschagguns—Schruns bestimmt kein Illgletscher mehr vorhanden.

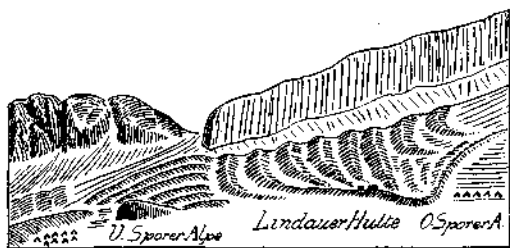


Fig. 12.

Anblick der Moränenwälle des Porsalenger Waldes vom Gipfel der Geis Sp.

Gampadelz Tal.

Dieses steile Tal zieht geradlinig aus dem Montafonertal gegenüber von Schruns bis zum Plassegg Paß — 2356 m — empor.

Sein Besitz an Moränengut ist recht ungleich verteilt. Die Hauptmasse ist im untersten Teile angehäuft, wogegen der Hintergrund nur ärmlich mit Lokalmoränen versehen ist. Im Vordergrund breiten sich zu beiden Seiten der engen und tiefen Schlucht prächtig erhaltene Moränenwälle aus, deren Anordnung Fig. 13 in schematischer Vereinfachung wiedergibt.

Es ist eine auffallend reiche Ausstattung mit noch heute gut erhaltenen Wallformen, die gegen unten stark in die Breite gehen.

Dies ist jedenfalls ein überzeugender Ausdruck für die volle Freiheit der Eisausbreitung dieses untersten Stadiums der Lokalvergletscherung. Das Eis, welches aus der hohen und schmalen Talöffnung hervordrang, vermochte sich gegen das Haupttal zu völlig frei zu entfalten und schuf hier einen ziemlich breiten Eisfächer. An seiner Westseite macht sich dabei der nachbarliche Einfluß des Gauertalgletschers geltend, dessen Eismassen gleichzeitig ebenso tief herabgestiegen waren.

Am Gehänge der Mittags Sp. finden wir dann hoch hinauf stark bearbeitete Grundmoränen der Würmvergletscherung verbreitet. Ganz oben liegen jüngste Endmoränen eines zierlichen Lokalgletschers.

Am Nordhange der Mittags Sp. sind zwischen 1300—1600 *m* zahlreiche erratische Blöcke verstreut, die wohl aus der Zeit des Hochstandes der Würmeiszeit stammen.

Über die höheren Lokalmoränen des Gampadelztales ist nicht viel zu berichten. Eine mittlere Stufe ist im Gebiete der Gampadelzalpe — 1368 *m* — entwickelt. Die obere Zone reicht bis zum Plassегgen Paß und über die Tilisuna Hütte empor.

Gargellen Tal.

Dieses große Tal, welches bekanntlich das interessante Fenster von Jura- und Kreidesteinen unter der Silvrettadecke eröffnet, besitzt große Vorräte von Lokalmoränen, wenn dieselben auch nicht auffällig hervortreten.

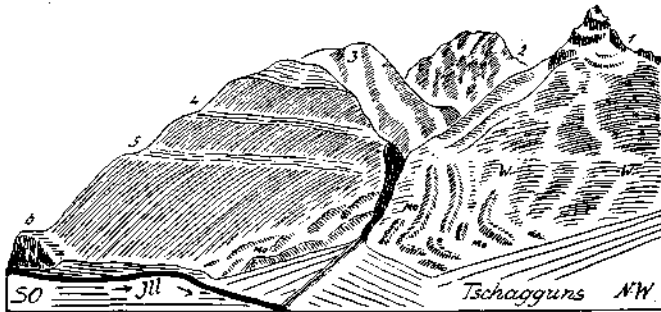


Fig. 13.

- 1 = Mittags Sp. — 2169 *m*
- 2 = Seehorn — 2344 *m*
- 3 = Gweilhorn — 2408 *m*
- 4 = Stufe von Horn Maisensäss
- 5 = Stufe von Bitschweil
- 6 = Stufe von Bödmenstein

- W = Grundmoränen des Würmgletschers (Illgletscher)
- x = Blockwerk des Würmgletschers
- Mo = Endmoränen des Lokalglätschers (Gampadelzglätscher)

Der vorderste Teil des Tales wird von einem großen Schuttkegel beherrscht, der aus dem steilen Hochtal des Reutehorns — 2349 *m* — entspringt.

Dieses Hochtal stellt eine geradlinige, steile Rinne vor, die aus dem Schuttkegelbereich sich ganz gleichmäßig bis zu den dunklen Gipfelfelsen des Reutehorns emporzieht. Vergebens sucht man in dieser Talrinne nach irgendwelchen Spuren von Moränen.

Wenn man damit das nördlich benachbarte Gweiltal vergleicht, so fällt diese völlige Armut an gleichzeitigen Moränen um so mehr auf. Ich hatte den Eindruck, daß in dieser steilen und glatten Talrinne wahrscheinlich die Lawinen alle Moränen hinausgefegt haben.

Tatsächlich finden wir erst jenseits der Klamm des Suggatinbaches auf der Felsterrasse von Neuberg kleine Moränenwälle, die vielleicht von einem Reutehornglätscher abstammen.

Im Gargellentale selbst stoßen wir erst zwischen Sarotlen und dem Rung Tobel auf die untersten Endmoränen. Sie liegen hier zu beiden Seiten des Baches, vorzüglich aber auf der Westseite, wo sie nahe an 200 *m* Mächtigkeit erreichen.

Sie sind dem Gargellentale zwischen 1242 *m* und 1502 *m* Höhe auf eine Strecke von zirka 2 *km* eingeschaltet.

In der Reinheit seiner Ausbildung wird dieser Endstand des Gargellener Lokalgletschers durch den Anschluß der Lokalgletscher aus den Gräben der Sarotla- und Rungalpe gestört, die enge damit zusammenhängen.

Hinter diesen Endmoränen hat sich ein kleines Staugebiet entwickelt, in welchem die Ortschaft Gargellen sich ausbreitet. Oberhalb von Gargellen — 1424 *m* — teilt sich das Tal in den Vergaldener- und Valziferzer Zweig.

In diesen Tälern treffen wir nur bescheidene Moränenreste, wogegen auf den Talflanken in Höhenlagen zwischen 2100—2400 *m* eine reiche Moränenwelt zur Geltung kommt.

Besonders großartig ist diese Moränenlandschaft an der Nordseite der Rothbühl Sp. — 2851 *m* — entwickelt.

Das Vergaldenertal selbst stellt einen geradlinigen, steilwandigen Taltrog vor, über dessen Rand zu beiden Seiten sich eine bedeutsame Verflachung des Gehänges einstellt.

Dieselbe erlangt ihre schönste Ausbildung an der Ostseite des Kammes Rotbühl Sp.—Ritzner Sp. und trägt breite, klare Moränenkränze.

Zusammenfassend können wir also über das Gargellentale aussagen, daß die obersten Stände der Lokalgletscher reichlich mit Wällen ausgestattet sind. Ein mittlerer Stand scheint nur bescheiden angedeutet, wogegen der unterste Stand mit sehr mächtigen Endmoränen ausgerüstet ist. Ein gleichzeitiger Einfluß des Ilgletschers ist nicht nachzuweisen. Dagegen finden sich an verschiedenen Stellen Reste von stark bearbeiteten Grundmoränen aus der Würmeiszeit.

Vermiel Tal.

Dieses kurze Tal ist zwischen dem Gargellen- und dem Garneratal eingebaut und mündet gegenüber von St. Gallenkirchen mit einer hohen Felsstufe ins Montafontal. Auf dieser mächtigen Felsstufe von 600 bis 700 *m* Höhe breitet sich der Garfreschen Maiensäß — 1488 *m* — in einer wunderbar freimütigen Lage aus.

Auf dieser hohen Felsschulter lagert nun eine große Moränenmasse, welche von dem Vermielbach in zwei Teile zerschnitten wurde.

Die Oberfläche dieser Moränenmasse ist in eine Reihe von Längswällen gegliedert, die ungefähr nordsüdlich streichen und über dem Steilabfall gegen das Montafontal frei enden.

Man hat den Eindruck, daß der Vermielgletscher dereinst über diese Steilstufe ins Haupttal hinabging.

Am Aufstiege nach Grandau und Garfreschen Maiensäß liegt auch viel grobes Blockwerk herum, das möglicherweise vom Vermielgletscher herabgestürzt wurde.

Wandert man von dem Garfreschen Maiensäß ins Vermieltal hinein, so trifft man die in Fig. 14 verzeichnete Moränenordnung.

Wir begegnen unterhalb und oberhalb von Alp nova größeren Moränenanhäufungen und schließlich noch bei 2152 *m* einer Gruppe von kleinen Wällen. Hinter den drei größeren Moränenständen des Vermieltales sind jeweils ziemlich flache Verschüttungsböden eingebaut. Die Entwicklung der

Lokalvergletscherung des Vermieltales ist vollkommen unabhängig vom Illgletscher vor sich gegangen. Der unterste Stand dürfte sogar noch die hohe Talstufe mit Eis und Schutt überwältigt haben.

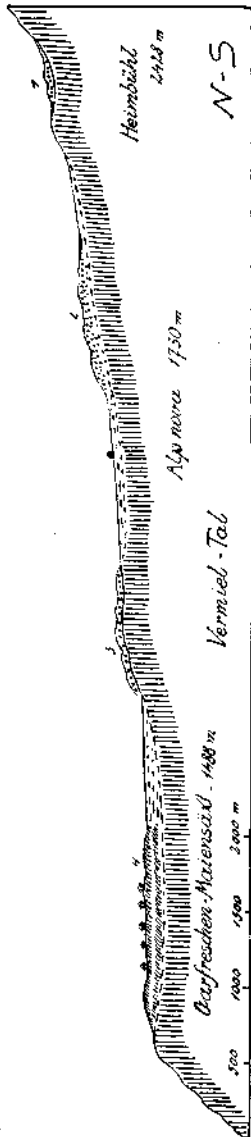


Fig. 14. 1 — 2 — 3 — 4 = Endmoränenstände der Lokalgletscher. 4 = deutlich ausgebildete, mehrreihige Längswälle.

Garnera Tal.

Das Garneratal stellt einen fast geradlinig von S nach N verlaufenden Felstaltrog vor, welcher mit hoher Steilstufe bei Gaschurn ins Montafontal mündet. Die Verteilung seiner Glazialschätze ist eine höchst einfache und großzügige.

Wir begegnen der Hauptmoränenmasse gleich am Taleingange, dann haben wir von dem seichten Garnerasee bis zum innersten Trogrande einen gleichförmig mit Schutthalden tief verhüllten Talgrund. Erst über dem eisgeschliffenen, blanken Trogrande setzen dann bei der Tübinger Hütte — 2265 m — die obersten Moränenwälle ein, die sich bis zum Garneragletscher erstrecken.

Wir sehen also zwischen dem mächtigen untersten Moränenstande und den hohen obersten Ständen eine Verschüttungsstrecke von über 6 km Länge, was auch in der Silvretta einen seltenen Fall vorstellt, der nur noch vom Jamtale mit einer Verschüttungsstrecke von 8 km Länge übertroffen wird.

Wie schon betont wurde, liegt die Hauptmoränenmasse des Garneratales an seinem Eingange aufgestapelt.

Der Einsatz der Blockmoränen beginnt am Nordende des kleinen, seichten Garnera Sees bei zirka 1500 m und zieht sich von dort an beiden Seiten der steilen Wasserfallschlucht über Ganeu und Lifinar bis ins Montafontal bei Gaschurn hinunter.

Es sind gewaltige Massen von schlecht bearbeiteter Grundmoräne und von Blockwerk über das steile Felsgehänge herabgeschüttet. Die größte Menge liegt bei Ganeu und trägt hier schöne Wiesen mit zahlreichen Hütten.

Im Montafontal selbst stellen sich kleine Moränenwälle ein, die wahrscheinlich auch noch zur untersten Endmoräne des Garnera Gletschers gehören. Auf einem dieser Wälle steht bei Gaschurn eine kleine Kirche.

Wir haben schon bei der Steilstufe der Garfreschen Maiensäß erkannt, daß hier Material der Endmoräne des Vermiel Gletschers aus dem Seitentale ins Haupttal hinabgestürzt wurde. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich nun an der Steilstufe des Garneratales in einem weit größeren Maßstabe.

Im Garneratal ist die unterste Endmoräne sehr mächtig und über die hohe Steilstufe ins Montafontal hinab ausgeschüttet. Eine mittlere Moränenstufe fehlt in der zirka 6 km langen Verschüttungsstrecke. Sie könnte möglicherweise unter dem reichen Hangschutte begraben sein. Über dem sehr deutlichen Trogrande sind erst die hohen, kleineren Moränenstände erhalten.

Groß Vermunt.

Von Parthenen aus wendet sich die Ill zunächst nach S, dann rechtwinklig gegen O und endlich nochmals gegen S, wo sie dann aus dem Gletscher-
tor des Groß Vermuntferners entspringt.

Es ist leicht zu erkennen, daß die Ill hier zwei verschiedene, einst getrennte Talläufe zu einer jüngeren Einheit verbunden hat.

Die Verbindungsstrecke ist die breite, alte, ostwestliche Talform, in welcher das bekannte Madlener Haus liegt.

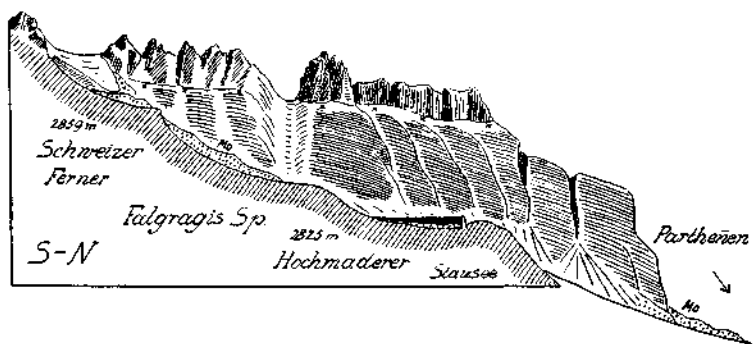


Fig. 15. Profil und Ansicht von O.

M_0 = Moränenstände der Lokalglatscher.

x-x = oberste Schlifffrenze (oberhalb des Stausees in zirka 2400 m Höhe)

Diese Talform enthält die alte Jochhöhe zwischen Montafon und Paznaun, die heute durch die Einwirkung des mächtigen Moränenstöpsels der Bieler Höhe um ihre ganze Scheidekraft gebracht ist.

Das oberste Ill- und Klostertal gehören nach ihrem Anlageplan unbedingt zum Paznaun. Erst durch die Einfüllung einer wohl über 100 m mächtigen Masse von stark bearbeiteter Grundmoräne im Gebiete der Bieler Höhe wurde die Ill zu einem großen See gestaut, der seinen Abfluß dann gegen W über die Jochhöhe des Madlener Hauses fand.

Darum sehen wir hier in das breitsohlige Jochtal eine schmale, scharfkantige Klamm von fast 3 km Länge eingeschnitten.

Der Stöpsel von Grundmoräne, welcher die heutige Bieler Höhe zusammensetzt, gehört aber nicht zu den Ablagerungen der Lokalglatscher, sondern stammt aus der Würm- vielleicht sogar schon aus der Rißeiszeit. Er hat sich hier in dem Winkel zwischen Illgletscher und Bieltalgletscher offenbar in einem bewegungsarmen Raume angesammelt.

Fig. 15 gibt nun eine schematische Ansicht des Cromertales und des Illtales wieder, von der Kammhöhe des Schweizerferners über den Illstausee bis nach Parthenen.

Die Verteilung des Moränenbesitzes ist ziemlich einfach. Die untersten Endmoränen lagern ohne deutliche Formung gleich innerhalb von Parthennen. Sie sind offenbar schon stark verwaschen und abgetragen.

Das Becken des Stausees ist mit Grundmoräne ausgekleidet, wie beim Bau der Talsperre gut zu sehen war.

Die Felschwelle, auf der die Sperrmauer steht, zeigte sich bei der Abklärung hin und hin vom Eise stoßseitig blank geschliffen und tief ausgekolkt.

Über dem Becken beginnt dann der Einschnitt der Illschlucht, welcher ostwärts zum Madlener Haus und Ochsenboden hinaufzieht.

Gerade nach S erhebt sich eine eisgeschliffene Felsstufe des Cromertales, über der dann der Einsatz der höheren Moränenstände beginnt. Diese Stände lassen sich aufwärts bis zu den frischen Moränensäumen der Gletscher der Litzner Gruppe verfolgen.

Überaus deutlich ist an der Westseite des Illstausees und des Cromertales die Schliftgrenze des Eishochstandes ausgebildet, wie Fig. 15 schematisch angedeutet.

An ihrer Höhe gemessen, ist es leicht, die bescheidene Mächtigkeit der Lokalvergletscherungen richtig zu beurteilen. Parthennen ist der hinterste Ort des Montafonertales und mit einer Höhe von nur 1027 *m* relativ sehr niedrig in einem steilwandigen Felstrog gelegen.

Wenn man von Parthennen ostwärts zum Zeinis Joch emporsteigt und von dort dann Galtür besucht, so findet man hier mit Staunen diesen Ort in einer Höhe von 1580 *m* noch mitten in einer weitgeöffneten, großräumigen Landschaft liegen.

Der Gegensatz zwischen Parthennen und Galtür ist so groß und so schroff, daß man unwillkürlich nach einer Erklärung Umschau hält.

Am Zeinis Joch befindet man sich inmitten einer alten, hohen, vielbuckeligen Verebnungslandschaft, welche gegen das Montafon zu in die Luft ausreicht.

Nur am Nordrande setzt sich diese Verebnungslandschaft quer über den jüngeren Einschnitt des Verbellabaches in das Südgehänge der Versail Sp. fort.

Hier gehören zu dieser Verebnung noch die schön gerundeten Felschultern von P. 1932 *m* und P. 1958 *m*. Von diesen Schultern sinkt nun gegen W eine deutlich ausgebildete Felsterrasse zur Tafamunter Alpe — 1501 *m* — ab. Das Gefälle dieser Felsterrasse beträgt hier auf einer Strecke von 2 *km* etwa 500 *m*.

Die von der Direktion der Vorarlberger Illwerke A. G. veranlaßte photographische Aufnahme der Südseite der Versail Sp. — Tafel IV — bringt dieses Gefälle der Felsterrasse der Tafamunter Alpe prächtig zur Anschauung.

Ich hatte beim ersten Anblick dieser Terrasse im Jahre 1931 sofort den Eindruck, daß es sich hier um eine tektonische Verbiegung einer ursprünglich weit flacher angelegten Terrasse handle. Dieser Eindruck hat sich bei den späteren Begehungen des Gebietes immer mehr befestigt.

Wir haben hier im O das hohe, alte Talsystem des Inns, das im Paznaun mit breiten Armen zum Zeinis Joch emporgreift.

Von W her dringt das tiefere Talsystem des Rheins unaufhaltsam vor und raubt dem höheren System Stück für Stück seines Besitzes.

An der Grenze dieses alten und ausgedehnten Kampfgebietes stellt sich nun zwischen dem höheren Innsystem und dem tieferen Rheinsystem die schräggestellte Felsterrasse der Tafamunter Alpe ein.

Es ist nun wirklich naheliegend, diese Schrägstellung als die Wirkung einer Senkung zu betrachten, welche das Gebiet des Rheinsystems ergriffen und von dem Innssystem abgetrennt hat.

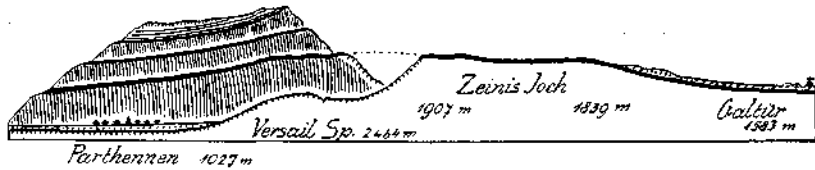


Fig. 16.

Verbindung der Verebnungsflächen des Zeinis Joches mit den Schrägterrassen an der Südseite der Versail Sp. über den jüngeren Einschnitt des Verbella Baches hinweg.

Dicklinien = alte Oberflächen und Felsterrassen.

Zahnlinien = jüngere Einschnitte.

Punktreihen = Moränen und Bachschutt.

Der Betrag dieser Senkung oder Niederbiegung dürfte 500–600 m ausmachen.

In dem Schema — Fig. 16 — sind die schrägen Terrassen der Versail Sp. mit den alten Verebnungsflächen des Zeinis Joches in Verbindung gebracht. In den Scheitel der Abbiegung ist der junge Einschnitt des Verbella Baches erfolgt, der weiter unten das vom Eise ausgeschliffene Becken der Ganifer Alpe verschüttet hat. Aus diesem Eisschliffbecken stürzt der Bach dann steil gegen Parthenen hinunter.

Die Tafamunter Terrasse würde daher nach dieser Erklärung eine Zeugschaff für eine mächtige Niederbeugung an der Grenze von Rhein- und Inn-System bedeuten, welche sich hier im hintersten Montafon als eine seltene Landform noch zu erhalten vermochte.

Außer dieser Schrägstellung der Tafamunter Terrasse ist mir im Montafon nur noch eine Felsform bekannt geworden, welche möglicherweise auch im Sinne einer nachträglichen Versteilung gedeutet werden kann.

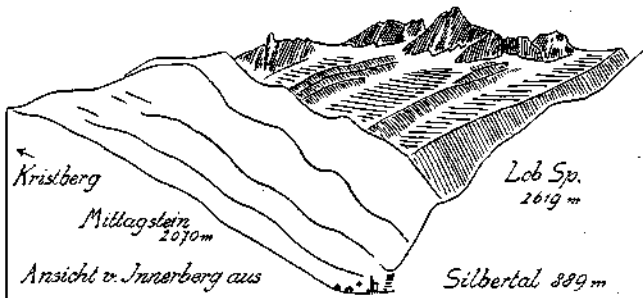


Fig. 17.

An der Westseite der Lob Sp. sind mächtige schräge Felsterrassen ausgebildet, welche die Annahme einer Versteilung durch eine jüngere Abbiegung nahelegen.

Diese Form befindet sich an der Westseite des Kammes der Lob Sp. im Gebiete des Silbertales.

Wie Fig. 17 schematisch vorführt, finden sich hier drei schräge Felsterrassen übereinander ausgebildet.

Diese schrägen Terrassen tragen die Weideflächen der Gritsch Alpe und machen sich weithin durch ihre regelmäßige Formung bemerkbar.

Die Terrassen fallen gegen das Tal der Wasserstuben Alpe ab. Jenseits dieses Tales erhebt sich der Mittagstein, welcher an seinem Gipfel durch eine breite, rauhwellige Verebnung abgeschnitten erscheint.

Der Höhenunterschied zwischen der kantigen Lob Sp. und dieser alten Gipfelverebnung weist auf einen Betrag von 500 bis 600 *m* hin und ist vielleicht mit einer relativ jungen Abbiegung zu erklären.

Zusammenfassung.

Der Rückzug des Illgletschers der Würmeiszeit ist durch Blockmoränen in vielen Einzelheiten sorgfältig festgehalten. Wir begegnen an der Südseite des Walgauer zwischen Feldkirch und Bludenz einem reichen, erratischen Blockmaterial vor allem aus Silvrettagesteinen, das von zirka 1200 *m* Höhe bis zur Talsohle hinab verstreut liegt.

Diesem Stand des Illgletschers im Walgau von zirka 1200 *m* Höhe entspricht im Montafon ein großer Längswall an der Südseite der Davenna Gruppe oberhalb Bartholomäberg, der sich in einer Höhe von etwa 1400 bis 1600 *m* erhalten hat. Auf einer Strecke von über 4 *km* Länge läßt sich dieser stellenweise sogar doppelläufige Wall verfolgen, was als eine besondere Seltenheit zu erwähnen ist.

Dieser Stand des Würmgletschers entspricht jedoch bei weitem nicht dem Hochstand der erratischen und der geschliffenen Grenzen, die z. B. gerade im Bereich der Davenna Gruppe noch um zirka 200 *m* über den großen Längswall emporreichen.

Die durch dieses Blockwerk und den Längswall angezeigten Stände des Illgletschers entsprechen daher nicht dem Hochstand der Würmeiszeit, sondern bereits wesentlich gesenkten Rückzugsständen.

Im Walgau kann man das Abschmelzen des Illgletschers fast schrittweise von einer Höhe von zirka 1200 *m* bis zur Talsohle bei Bürs auf zirka 600 *m* herab verfolgen.

Auf der ganzen Strecke vom Saminatal bis ins hinterste Montafon ist nirgends ein Zusammenliegen der Moränen des Illgletschers mit gleichzeitigen Moränen der benachbarten Seitengletscher von Rätikon und Silvretta zu beobachten. Der abschmelzende Illgletscher lag im Gegenteil als sperrender Eiswall vor den bereits aperen Rätikontälern, in welchen Stauseen entstanden, die größtenteils mit lokalem Schutt verlandet wurden.

Die Meinung, daß die Seitengletscher mit dem abschmelzenden Hauptgletscher in Zusammenhang blieben, ist daher irrtümlich. Das Eis des Illgletschers lag noch lange im Walgau, als die Seitengletscher des Rätikons sich schon weit in ihre Heimattäler zurückgezogen hatten.

Aus dem Befund der räumlichen Trennung des abschmelzenden Hauptgletschers und der weit zurückliegenden Endmoränen der benachbarten Seitengletscher kann man über das zeitliche Verhältnis von Haupt- und Seitengletschern noch nichts aussagen. Wenn wir aber aus dem Walgau ins Montafon eintreten, so erkennen wir da, daß die heute vorliegenden Endmoränen der Seitengletscher nicht gleichzeitig mit dem Illgletscher gewesen sein können, da sie ganz bis ins Haupttal ungehemmt herabsteigen.

Das ist zur Zeit der Anwesenheit des Illgletschers natürlich ausgeschlossen. Damit ist die Frage nach dem Altersverhältnis der Lokalmoränen zu dem abschmelzenden Illgletscher entschieden.

Die Endmoränen der Lokalgletscher sind von den Rückzugsständen des Hauptgletschers völlig unabhängig und gehören zu einer eigenen, jüngeren Vereisung, für welche ich den Namen „Schlußvereisung“ vorgeschlagen habe.

Ein weiteres Ergebnis unserer Untersuchung ist dann die Einsicht, daß die Lokalvergletscherung vom Rande des Rätikons gegen das Rheintal hin in die Eiswelt der Silvretta ungefähr dieselben Ausmaße zeigt, ja im Rätikon im Durchschnitt sogar größere Moränenmassen hinterlassen hat.

Dieser Zustand ist nur verständlich, wenn es sich dabei um eine frische Vergletscherung eines vorher aperen Gebirges handelt. Wären in der Silvretta im Hintergrund des Montafon noch große alte Würmeismassen vorhanden gewesen, so hätten die Silvrettagletscher bei einem Vorstoß einen wesentlichen Vorsprung gegen die Rätikongletscher besessen und es hätte nicht zur Ausbildung einer so gleichmäßig verteilten Lokalvergletscherung kommen können.

Also können wir das Urteil festhalten, die Würmvergletscherung hatte das Gebirge völlig freigegeben und erst diese apere Bergwelt wurde dann der Schauplatz der Schlußvereisung, welche die Alpen neuerdings mit Tausenden von Lokalgletschern schmückte.

Diese gewannen nicht mehr die Kraft, sich zu großen Talgletschern zusammenzuschließen.

Jedenfalls boten aber die Alpen in der Schlußvereisung einen seltsam großartigen Anblick und eine Eisraumgliederung von unvergleichlicher Mannigfaltigkeit und höchster Pracht.

Zum Schlusse habe ich noch der Direktion der Vorarlberger Illwerke A. G. in Bregenz herzlich für eine freundliche Subvention zu danken, welche für den Druck dieser Arbeit verwendet werden konnte.



Ansicht der Südseite der Versail Sp.

(Von der Direktion der Vorarlberger Illwerke A. G. zur Verfügung gestellt.)

Die Schrägterrasse der Tafamunter Alpe, auf welche sich der Felssturz ergossen hat, ist deutlich zu erkennen. Auf der obersten Verflachung steht rechts vom Felsabbruch das Versail Haus.

Das Bild reicht im Vordergrund rechts vom Einschnitt des Verbella Baches bis zum Schuttkegel von Gaschurn links.