

Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses.

Von Otto Ampferer.

(Mit 21 Zeichnungen.)

Noch vor wenigen Jahren schien die Frage des Rückzuges der Würmvergletscherung im Bereiche der Alpen völlig geklärt zu sein. Das Zurückweichen der riesigen Eismassen sollte in der Weise vor sich gegangen sein, daß dabei drei größere Haltestellen eingeschaltet waren, die jeweils eventuell sogar mit kleinen Vorstößen verbunden waren.

Als solche Haltestellen des allgemeinen Eisrückzuges wären das Bühl-, Gschnitz- und Daunstadium zu betrachten.

Zahlreiche Beobachtungen schienen diese Deutung der Ereignisse zu bestätigen, und auch der Verfasser dieser Arbeit hat durch viele Jahre diese Auflösungsformel des Eisrückzuges für richtig gehalten.

Der Fortschritt der geologischen Landesaufnahme hat nun aber in den letzten Jahren eine Fülle von Beobachtungen zutage gefördert, die sich mit dieser Auflösungsformel nicht mehr vereinigen lassen.

Immer deutlicher hob sich die Einsicht heraus, daß wir es hier gar nicht mit den Rückzugsstadien der Würmvergletscherung, sondern vielmehr mit der Hinterlassenschaft einer eigenen kleinen Vergletscherung zu tun haben, welche erst nach dem völligen Rückzug der Würmvergletscherung aufgetreten ist.

Beweismaterial für die Existenz dieser kleinen Vergletscherung, für welche ich den Namen „Schlußeiszeit“ vorschlug, habe ich bisher in folgenden Arbeiten vorgelegt:

Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletschern. Eiszeit, II. Bd., Leipzig, 1925, S. 41—49.

Fortschritte der geologischen Neuaufnahme von Blatt „Admont-Hieflau“. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien, 1926, S. 193.

Geologische Profile aus dem Gebiete des Küssener Beckens. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien, 1927, S. 148.

Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift für Gletscherkunde. Berlin, 1928, S. 242—248.

Die Einsicht, daß die sogenannten Rückzugsstadien der Würmeiszeit gar nichts mit dieser Großvergletscherung mehr zu tun haben, sondern Ablagerungen einer kleinen selbständigen Eiszeit bedeuten, war einzig und allein aus den Befunden der Feldgeologie hervorgegangen.

Ich hatte das Gefühl, mit dieser Entdeckung wieder einmal allein gegen eine breite Flut von unkritischer Fachliteratur zu stehen, und war daher sehr erfreut, im Winter 1928 in der Literatur einen Mitkämpfer, freilich einen bereits verstorbenen, zu finden.

James Geikie hat bereits im Jahre 1881 in seinem Werke „Pre-historic Europe“ den Standpunkt vertreten, daß im schottischen Hochland auf die letzte Großvergletscherung noch eine kleinere, rein lokale Vergletscherung gefolgt sei, welche er als „postglaziale Eiszeit“ bezeichnet hat.

Eine Anwendung dieser Erfahrung auf die Glazialgeologie der Alpen hat bereits E. Brückner im Jahre 1886 in seinem Werke „Die Vergletscherung des Salzachgebietes — Geographische Abhandlungen I. — Wien“ abgelehnt.

Brückner hält zwar eine postglaziale Vergletscherung der Alpentäler nicht für undenkbar.

Immerhin fehlt nach ihm jeder Grund, z. B. Endmoränen, wie sie den Königssee abschließen oder bei Abtenau lagern, als etwas anderes als Rückzugsmoränen der letzten Vergletscherung des Alpenvorlandes zu deuten.

In dem großen Werke die „Alpen im Eiszeitalter“ von Penck und Brückner wird diese Anschauung von James Geikie überhaupt nicht mehr erwähnt.

Sie hat also für die Alpen bisher nicht einmal den Rang einer Arbeitshypothese erreicht.

Wenn ich mich also weiter bemühe, diese Auffassung zu verteidigen, so folge ich dabei nicht nur dem Zuge der eigenen Forschung, sondern auch der Verpflichtung, James Geikie den Wert seiner Entdeckung zu bewahren.

Ich empfinde es dabei als einen schweren Nachteil, die schottischen Glazialablagerungen nicht aus eigener Anschauung zu kennen, und muß mich daher ganz auf die alpinen Verhältnisse einschränken.

Als Gebiet der folgenden Darstellung habe ich die Umgebung des Arlbergpasses gewählt, weil ich dieselbe in den letzten Jahren bei der Neuaufnahme von Blatt „Stuben“ genauer kennen gelernt habe und hier die Ablagerungen der Schlußeiszeit vielfach auch recht gut erhalten sind.

Über den Arlbergpaß besitzen wir von J. Sölich eine moderne geographische Darstellung, die sich jedoch mit den Fragen der eiszeitlichen Ablagerungen nicht befaßt.

Auch die morphologische Arbeit von K. Diwald über die Ferwallgruppe beschäftigt sich nicht weiter mit diesen Gebilden. Die Darstellung in den „Alpen im Eiszeitalter“ ist außerordentlich kurz und ohne genauere Detailangaben.

Es handelt sich also hier zunächst um die Vorlage eines neuen Beobachtungsmaterials und dann erst um dessen Verwertung.

Wir befinden uns am Arlbergpaß an der Grenze von Uralpen und Kalkalpen, wenn auch die Paßhöhe selbst noch ganz in die Gneise eingeschnitten ist.

Dies ist schon an und für sich ein merkwürdiger Befund, wenn man sich vor Augen hält, daß die breite Paßfurche schräg in die festen, steilstehenden Arlberggneise eingeschnitten ist, während zirka 1 km nördlich von der Paßhöhe die Grenze von Ur- und Kalkalpen mit einer breiten

Zone von ganz weichen Schichten (Phyllite, Schiefer, Buntsandstein, Rauhacken ...) durchzieht.

An dieser Stelle aber hat sich nur eine sekundäre Sattelzone, der „Arlensattel“, mit Einsenkungen von 2054 bis 2092 *m* entwickelt.

Diese Einsattelung an der Grenze von Ur- und Kalkalpen liegt also zirka 250—300 *m* höher als der eigentliche Arlbergpaß mit 1802 *m* Höhe.

Zur Zeit des Hochstandes der Würmvergletscherung lag natürlich der Arlbergpaß tief unter dem Eise begraben.

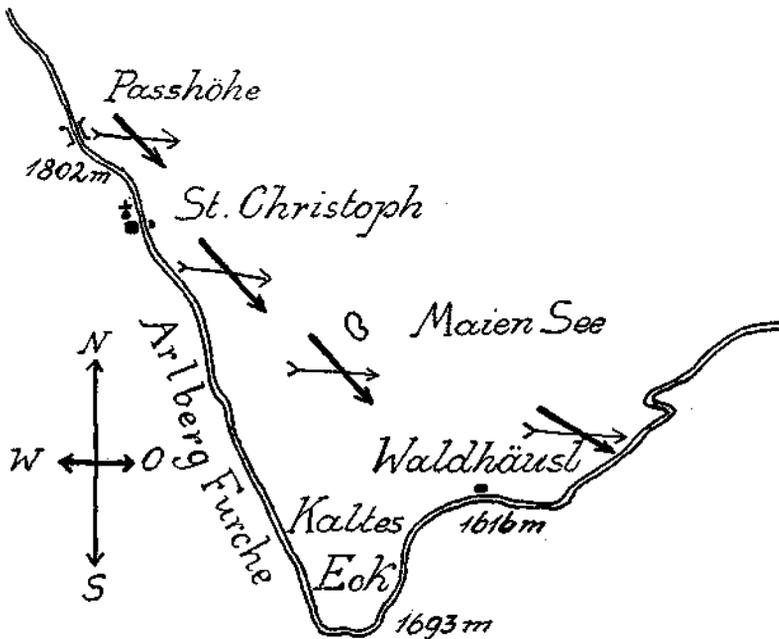


Fig. 1. Die starken Pfeile bedeuten die Eisschlißrichtung, die schwachen das Gesteinsstreichen. Ablenkung der Eisbewegung durch die Furche des Arlbergpasses.

Nach Penck und Brückner kann man das damalige Eisniveau etwa in der Höhenlage von zirka 2350 *m* suchen.

Ich habe keine Beobachtungen gemacht, welche eine genauere Einstellung dieses Niveaus gestatten würden.

Der Arlberg lag also etwa 500—550 *m* tief unter den Eismassen der Würmvergletscherung. Man könnte nun meinen, daß für eine Eismasse von solchen Dimensionen die Fließrichtung doch nur mehr von ganz großen Räumen, also von den großen Talfurchen allein bestimmt werden konnte.

Diese Haupttalfurchen verlaufen aber sowohl an der Ost- wie auch an der Westseite des Arlbergs in ost-westlicher Richtung. Nachdem nun auch das Streichen der Arlberggneise im allgemeinen dieser Richtung folgt, so möchte man ein Zusammenfallen der beiden Richtungen vermuten.

Dies ist jedoch nicht der Fall, sondern wie Fig. 1 zeigt, weichen die Eisfurchen sehr stark von dem Schichtenstreichen der Gneise ab und folgen ganz auffällig der Vorzeichnung der schrägen Paßfurche.

Das heißt mit anderen Worten, das Eis folgte hier dem Detail des Reliefs und nicht der Hauptgefällsrichtung.

Diese Beobachtung läßt eine mehrfache Deutung zu.

Entweder wurden tatsächlich die großen Eismassen von der kleinen Furche des Passes aus ihrer Hauptfließrichtung abgelenkt oder aber es flossen nur die unteren Eismassen hier gegen SO zu und die oberen doch gegen O. Endlich könnten die Schlitze gar nicht von der Würm-, sondern von der Schlußeiszeit abstammen.

Die erste Deutung ist wohl ausgeschlossen. Die zweite erscheint mir dagegen am wahrscheinlichsten. Für die offenbar nur relativ kurz andauernde Schlußeiszeit kommt hier nur die Ausbildung eines feinen Ritzensystems in Betracht, das an einzelnen Stellen, wie z. B. an der

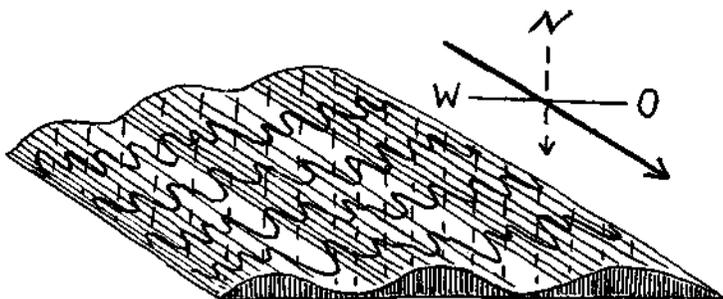


Fig. 2. Der starke Pfeil zeigt die Richtung der großen Eisschliffrienen an, die unterbrochenen Linien deuten ein jüngeres Ritzensystem an. Schichtstreichen = O—W mit intensiver Fältelung.

Arlbergstraße östlich vom Wirtshaus Waldhäusl (Fig. 2), deutlich schräg über die großen Furchen verläuft.

Der Eisschliff bedeckt die ganze Ostseite des Arlbergpasses bis zu den Häusern von St. Anton herab.

Hier tauchen die Schlitze unter die Schuttsohle des Tales hinab und wir erkennen, daß es sich da um ein vom Eise wahrscheinlich tief ausgeschliffenes Becken handelt, welches dann nach seinem Rückzug rasch verlandet wurde.

Ganz ähnliche Verhältnisse habe ich auch im Zillertal bei Mayrhofen beobachtet.

Hier tauchen ebenfalls die Gletscherschliffe der Steilstufe von Finkenberg unmittelbar unter den jungen Aufschüttungsboden von Mayrhofen hinab. Auch Mayrhofen liegt auf einem heute völlig verschütteten, tief vom Eise ausgeschliffenen Becken. St. Anton liegt größtenteils im Bereiche eines solchen verschütteten Eisschliffbeckens.

Für die Abschätzung des Betrages der Eisabschleifung der Steilhänge haben wir oberhalb von St. Anton eine recht interessante Stelle. Sie wurde durch zwei große Steinbrüche aufgeschlossen, welche hier beim Bau des Arlbergtunnels ausgebeutet wurden.

Diese Steinbrüche liegen oberhalb der Arlbergstraße neben der Mündung des Jungbrunnentobels (Fig. 3).

Wir sehen, wie hier die festen Gneise deutlich „Haken werfen“ und von Grundmoränen überlagert werden.

Das Grundmoränenmaterial ist stark bearbeitet und liegt unmittelbar auf einer vom Eise glattgeschliffenen Fläche.

Diese Fläche schneidet nun die Gneishaken ab und zeigt uns an, daß hier das Eis mindestens einige Meter des obersten Felsbodens niedergeschliffen hat.

Es ist unsicher, ob die Felsoberfläche mit den Haken aus dem großen Interglazial oder vielleicht noch aus dem Prägiazial stammt.

Immerhin ist das erstere viel wahrscheinlicher. Gneise und Phyllite mit deutlichem „Hakenwerfen“ finden sich an den Steilhängen nördlich von St. Anton gar nicht selten.

Wo immer wir hier aber Gletscherschliffe beobachten können, befinden sich dieselben auf ungeknickten Schichten.

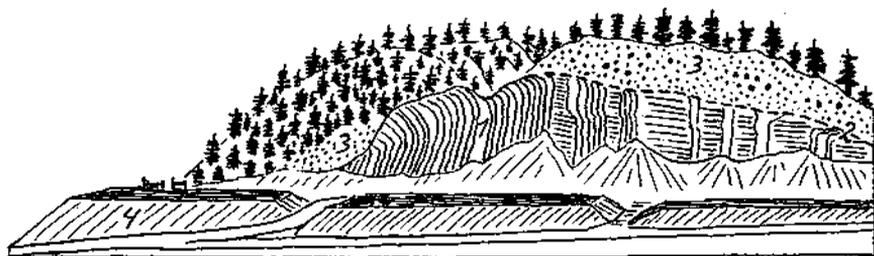


Fig. 3. Unterer Steinbruch ober der Arlbergstraße. 1 = Gneisplatten, 2 = Eisschliffkante, 3 = Grundmoräne, 4 = Abfallschutt des Steinbruches.

Das Eis hat also vielfach die oberste Gesteinszone der Steilhänge niedergeschliffen. Sehr tief kann aber die Niederschleifung wieder nicht eingedrungen sein, weil sich sonst nicht oft gleich neben den Schliffstellen wieder die „Haken“ in geschonteren Winkeln hätten erhalten können. So können wir also das „Hakenwerfen“ der Schichtenköpfe als ein Mittel benutzen, um die vom Eise bewirkte Abschleifung der Gehänge genauer zu verfolgen. Bei einer Eisstandhöhe von zirka 2350 m am Arlberg möchte man glauben, daß es an manchen Stellen sowohl im Stanzer- als auch im Klostertal zu einem Überfließen des zentralalpinen Eises über die niedrigeren Jöcher der Kalkalpen gekommen sein muß. Solche Stellen wären hier von O gegen W das Kaiserjoch (2306 m), das Almejurjoch (2241 m), der Flexenpaß (1784 m), das Spullerseejoch (1820 m), der Formarinsattel (1931 m).

An keiner dieser Stellen habe ich Spuren von zentralalpinen Geschieben feststellen können.

Es gibt nach meiner Erfahrung nur eine Ausnahme und das ist eine Anhäufung von zentralalpinen Geschieben östlich von der Tannlegeralpe in einer Höhe von zirka 1640 m, welche wohl höchstwahrscheinlich über den Sattel des Spullersee bis ins oberste Lechtal transportiert worden sind.

Immerhin genügt schon dieser vereinzelte Fund, um die Tatsache des Überfließens von zentralalpinem Eis in die Lechtaler Alpen während des Hochstandes der Würmeiszeit zu beweisen.

Möglicherweise stammen diese Geschiebe auch von der älteren Eiszeit ab.

Wir haben uns nun mit dem Abschmelzen dieser ungeheuren Eismassen zu beschäftigen. Es ist leicht verständlich, daß das Gebiet des Arlbergs erst verhältnismäßig spät eisfrei geworden ist.

Der Inn- und Stanzertalgletscher einerseits, der Rhein-, Ill-, Kloster- talgletscher andererseits stellten so ungeheure Eismassen vor, daß ihre Abschmelzung sicher eine lange Zeit in Anspruch nahm, bis sie hier in ihre Wurzelgebiete vordrang.

Wie sich im Detail, z. B. bei St. Anton, das Heruntersinken des Eisniveaus von über 2300 m Höhe auf 1300 m vollzogen hat, werden wir wohl kaum jemals mehr feststellen können.

Die Hauptursache dafür liegt eben darin, daß sich nach dem Abschmelzen der Würmeismassen noch eine lokale Vergletscherung eingestellt hat, welche die Ablagerungen der Würmeiszeit größtenteils zerstörte.

Die Berghänge waren nach dem Rückzug der Würmvergletscherung sicher reichlich mit weithin ziehenden Moränenwällen und erratischen Blöcken beladen.

Man braucht sich, um dies zu verstehen, nur daran zu erinnern, wie deutlich z. B. in den Zentralalpen hin und hin die Moränen des letzten Eisvorstoßes erhalten sind.

Es ist mir seit langer Zeit immer wieder aufgefallen, wie wenig Ablagerungen von dem Rückzug der Würmvergletscherung im Innern der Alpen vorhanden sind.

Die Erklärung ist eben, daß nach diesem Rückzug noch eine lokale Vergletscherung eintrat, welche die Randmoränen und erratischen Blöcke der Würmeiszeit zum größten Teil von den Berghängen herabgestreift, mit ihren Ablagerungen vermischt und überdeckt hat.

Die Ablagerungen dieser postglazialen Vergletscherung sind dagegen überall recht klar und deutlich entwickelt.

Es ist mir heute unbegreiflich, wie man diese scharf individualisierten, streng lokalen Überlagerungen für Gebilde des Rückzuges der Würm- gletscher ansehen konnte.

Nur an einzelnen geschonten Stellen, wie z. B. auf vorspringenden Bergschultern oder in tiefen Schluchten, vermochten sich Ablagerungen der Würmeiszeit noch trotz der nachfolgenden Lokalvergletscherung zu erhalten.

Ich möchte nun aus der Umgebung des Arlbergs einige solche Ablagerungen kurz beschreiben. Im Stanzer Tal sind mir solche Reste in der Umgebung der Dawinalpe schon seit längerer Zeit bekannt.

Große Massen von Grundmoränen der Würmeiszeit liegen z. B. im oberen Teil des Dawintobels aufgestapelt.

Ich habe die Aufschlüsse dieses Tobels bereits im Jahre 1916 im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, S. 313—314, beschrieben und auch ein Profil desselben veröffentlicht.

Da ich heute diese Aufschlüsse etwas anders deute, füge ich eine neue Abbildung der Verhältnisse (Fig. 4) hier ein.

Die Einpressung des Grundmoränenmaterials ist im mittleren Teil des Dawintobels außerordentlich klar zu sehen.

Das Material ist stark bearbeitet und durch den Wechsel von feineren, grauen und dunkleren, blaugrünen Lagen deutlich geschichtet.

Die Schichtung zeigt etwa die Durchschnittsneigung des Gehänges und muß, da sie ja auf wirklichem Materialwechsel beruht, durch die lagenweise Einführung und Einpressung des Materials entstanden sein.

Die Schichtung der Grundmoränen ist eine nach meiner heutigen Einsicht weitverbreitete Eigenheit derselben, welche aber mit Wasserschichtung gar nichts zu tun hat.

Vorherrschend sind dem benachbarten Berggehänge parallele, schräge Strukturen.

Es kommen aber auch auf Terrassen oder in breiten Talböden horizontale Strukturen vor.

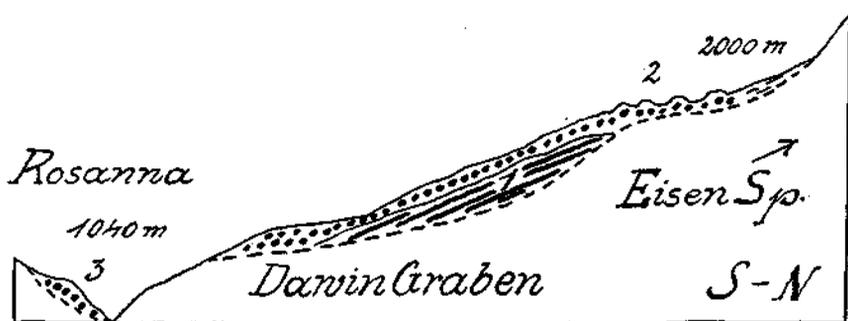


Fig. 4. 1 = Grundmoränen der Würmeiszeit; 2 = obere und mittlere Blockmoränen der Schlußeiszeit; 3 = untere Blockmoränen der Schlußeiszeit.

Ein genauer untersuchtes Beispiel einer horizontal geschichteten Grundmoräne hat der Probestollen im Weiherburggraben bei Innsbruck geliefert, von dem ich in der Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. VIII, S. 147—151, zwei Profile und eine Beschreibung mit chemischen Analysen veröffentlicht habe. Der Unterschied in der Zusammensetzung der oberen und unteren Fazies der Grundmoräne ist hier sogar auffallend groß.

Als weitere Beispiele solcher horizontaler Gliederung der Grundmoränen erwähne ich noch die prächtigen Aufschlüsse bei den Blauwasserquellen am Eingang in das Engtal im Karwendel und an der Salzach oberhalb der Liechtensteinklamm.

Viel häufiger ist im Gebirge aber die schräge Schichtung der Grundmoränen. Dieselbe ist recht verbreitet und vielfach, wie z. B. bei den mächtigen weißlichen Grundmoränen oberhalb von Imst, auch in dem ganz gleichmäßigen Material noch als zarte Gliederung zu erkennen. Auffallender wirkt natürlich die Schichtung, wenn sie zugleich mit einem Materialwechsel verbunden ist, was sehr oft der Fall ist.

Ich führte aus dem Gebiete dieser Arbeit bereits die Grundmoränen des Dawintobels an.

Auch in der Gegend von Bludenz zeigen die riesigen Grundmoränen-aufschlüsse im Schesatobel eine deutliche Farbschichtung, welche ich bereits im Jahre 1908 im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 58. Bd., S. 629—631 beschrieben und abgebildet habe.

Dort läßt sich deutlich eine dunklere Fazies mit reicher Führung von kristallinen Geschieben von einer lichterem, kristallinärmeren unterscheiden.

Auch an der Ostseite des Grubser Tobels bei Braz habe ich in der großen Grundmoränenmasse eine schräge Schichtung, wie Fig. 5 zeigt, beobachten können.

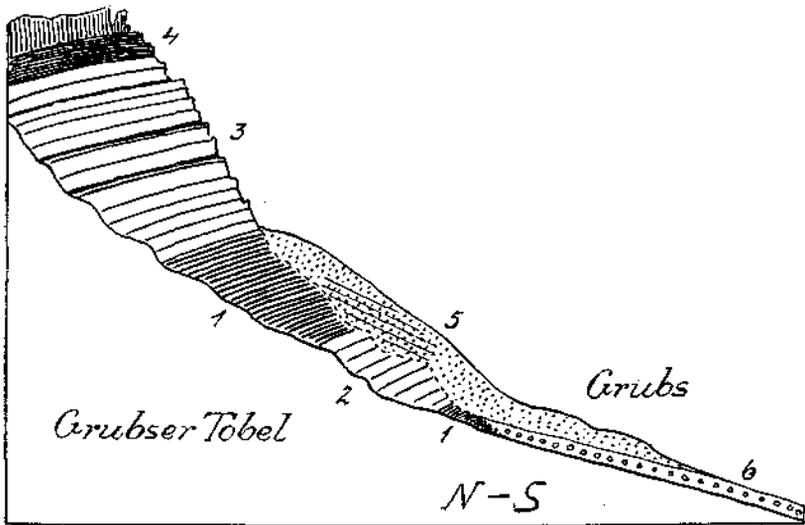


Fig. 5. 1 = Partnachsichten; 2 = helle, graue Kalke; 3 = Arlbergschichten; 4 = Raibler Schichten; 5 = Grundmoränen mit verkitteten Schräglagen; 6 = Bachschuttkegel.

Die Aufschlüsse im Dawintobel sind aber deshalb besonders interessant, weil hier diese unzweifelhaften Ablagerungen der Würmeiszeit von den Ablagerungen der Schlußeiszeit in deutlicher Weise überlagert werden.

Diese letzteren Ablagerungen beginnen oberhalb der Dawinalpe mit prächtigen, feingeschwungenen Endmoränen. Es zieht sich aber auch grober, kalkalpiner Moränenschutt zu beiden Seiten des tiefen Dawintobels bis ins Stanzer Tal herab.

Seitlich von dieser ausgezeichneten, reich gegliederten kalkalpiner Lokalvergletscherung haben sich aber auf den hohen Bergschultern Moränenwälle erhalten, die mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit auch als eine Hinterlassenschaft der Würmeiszeit aufzufassen sind.

Am Südfuß der Eisenspitze lagern nordwestlich von der Dawinalpe in einer Höhe von 2050 bis 2080 m drei bis vier deutliche Längswälle

übereinander, die nach ihrer Zusammensetzung und Form nur Randmoränen des Stanzertalglatschers bedeuten können.

Daß wir es hier mit Ablagerungen aus der Zeit des Hochstandes der Würmeiszeit zu tun haben, erscheint mir wegen der zu niedrigen Höhenlage unwahrscheinlich. Östlich von diesen etwa $\frac{1}{2}$ km langen Längswällen breiten sich gleich typische Endmoränen von Lokalglatschern der Eisenspitzgruppe aus. Es ist offenbar, daß wir hier auf der Bergschulter nur mehr einen kleinen geschonten Rest dieser älteren Ablagerungen vor uns haben. Auch östlich von der Dawinalpe hat sich genau auf der Kammhöhe zwischen dem Tal der Dawinalpe und dem tiefen Lattenbachgraben ein über $1\frac{1}{2}$ km langer Moränenwall erhalten, welcher nach seiner exponierten Lage kaum von einem Lokalglatscher abstammen kann.

Dieser Wall zieht sich von etwa 2100 m bis unter 1800 m herab.

Er kann also wohl nur beim Rückzug des Würmglatschers entstanden sein.

Nach seinem geschlossenen Zusammenhang hat man den Eindruck, daß der Rückzug des Würmglatschers von etwa 2100 m bis unterhalb von 1800 m ziemlich gleichmäßig erfolgt sein muß.

Die Skizze (Fig. 6) gibt die Verteilung der verschiedenen Moränenarten in der Umgebung der Dawinalpe wieder.

Einige weitere interessante Ablagerungen, die ebenfalls wahrscheinlich aus der Rückzugszeit der Würmvergletscherung stammen, habe ich im Herbst 1928 zu beiden Seiten des Schmiedtobels bei Dalaas im Klostertal entdeckt.

An der Westseite des tiefen Schmiedtobels ragt hier, wie Fig. 7 ausführt, am Südabfall des Rogelskopfes eine Felsterrasse vor, auf der in 1255 m Höhe die Gafahrpalpe liegt.

Diese Terrasse oder, richtiger gesagt, dieser alte Talfurchenrest steigt von W von etwa 1200 m gegen O auf über 1300 m an und bricht auf der einen Seite in den Schanatobel, auf der anderen in den Schmiedtobel ab.

In dieser 500—600 m über dem Klostertal gelegenen alten Talfurche haben sich nun Längswälle des Klostertalglatschers erhalten, welche sich durch eine reichliche Führung von roten Liaskalken und Radiolariten auszeichnet. Auch Stücke von rotem Buntsandstein sind eingeschlossen.

Diese Längswälle können nicht aus der Zeit des Hochstandes stammen, sondern gehören bereits der Rückzugszeit an, als der Klostertalglatscher kaum mehr seine halbe Mächtigkeit besaß. Auch an der Ostseite des Schmiedtobels liegen Längswälle des Klostertalglatschers auf zwei Felsstufen vor.

Man überschreitet diese Wälle, wenn man von der Station Dalaas den markierten Weg zur Freiburger Hütte am Formarinsee verfolgt. Auch hier haben sich die Längswälle (Fig. 8) auf zwei Felsstufen zwischen den tiefen Schluchten des Hölltobels im O und des Schmiedtobels im W recht gut zu erhalten vermocht.

Die obere Gruppe von Moränenwällen liegt zwischen 1000—1123 m Höhe, die untere zwischen 900—940 m.

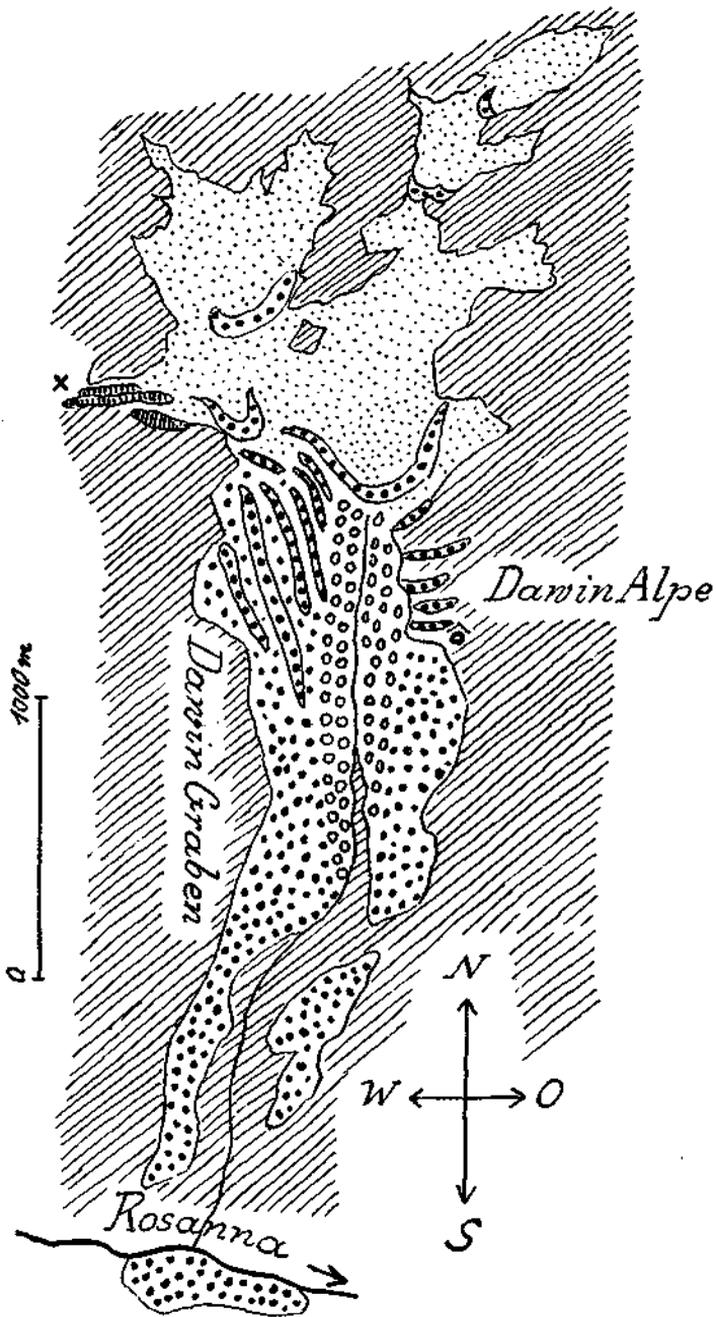


Fig. 6. x = Randmoränen der Würmeiszeit; Ringeleyen = Grundmoränen der Würmeiszeit; dicke Punkte = Blockmoränen der Schlußeiszeit; feine Punkte = Hangschutt; schraffiert = Grundgebirge.

Bei diesen Wällen ist die Möglichkeit, daß es Seitenwälle eines kalkalpinen Lokalglaciers des Schmiedtobels sind, nicht ganz ausgeschlossen.

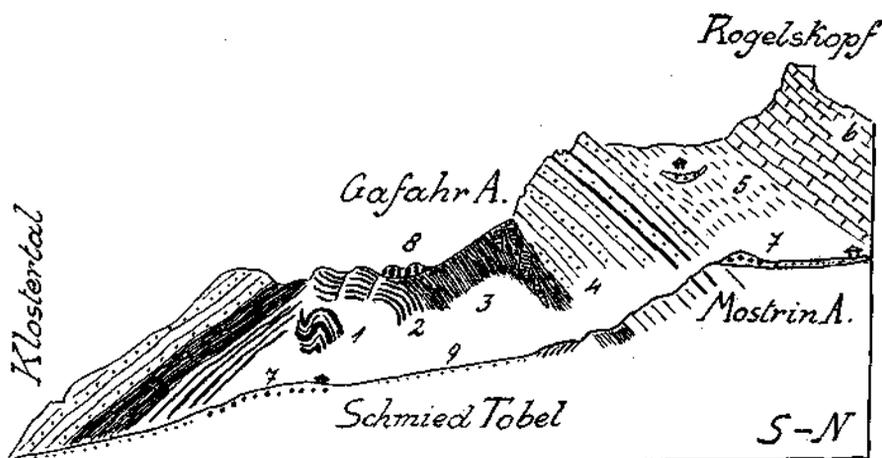


Fig. 7. 1 = Buntsandstein; 2 = Muschelkalk; 3 = Partnachsichten; 4 = Arberg-schichten; 5 = Raibler Schichten; 6 = Hauptdolomit; 7 = Blockmoränen der Schluß-eiszeit; 8 = Randmoränen der Würmeiszeit; 9 = Bachschutt.

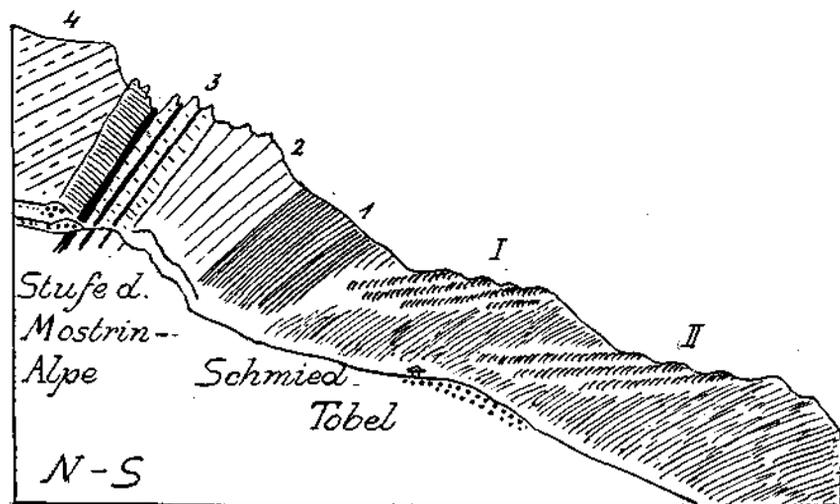


Fig. 8. 1 = Partnachsichten; 2 = Arbergschichten; 3 = Raibler Schichten; 4 = Hauptdolomit; I und II = Gruppen von Randwällen des Klostersalgtlacers. Die Moränen der Schlußeiszeit liegen im Schmiedtobel.

Da sich aber beiderseits von dieser vorspringenden Felschulter sowohl im Hölltobel als auch im Schmiedtobel tief herabsteigende lokale Moränen finden, ist es wahrscheinlicher, daß die oben beschriebenen zwei Gruppen von Längswällen doch zum alten Klostersalgtlacers gehören.

Die hier in Kürze aufgezählten Ablagerungen aus der Zeit des Rückzuges der Würmvergletscherung sind sowohl für die Art als auch für die Seltenheit dieser Gebilde charakteristisch.

Sie verschwinden gegenüber der Fülle von Ablagerungen der postglazialen Vergletscherung, mit denen wir uns nun genauer zu beschäftigen haben.

Diese letzteren Ablagerungen sind dadurch ausgezeichnet, daß sie im allgemeinen zumeist nur je einen Talraum beherrschen, in diesem jedoch von unten bis oben eine wirklich zusammengehörige Stufenleiter von immer jüngeren Formen zusammensetzen.

Die Moränenwälle, welche den Hauptbestand dieser Ablagerungen bilden, sind in ihren Formen im allgemeinen sehr gut erhalten und treten uns auch landschaftlich in überzeugender Frische entgegen.

Insbesondere zeichnen sich die hochgelegenen Moränen durch ihre oft noch völlig geschlossenen und nicht zerschnittenen Bogen aus.

Mehr Übung und Einfühlung erfordert dann die Erkennung der mittleren und unteren Moränengruppen, weil hier die Erosion doch schon zerstörend eingegriffen hat.

Ich habe nun in den Jahren 1927, 1928 in der Umgebung des Arlbergs eine Reihe von Tälern der Kalkalpen und der Uralpen auf ihren Gesamtbestand an Moränenmaterial hin untersucht.

Die Umgebung des Arlbergs ist in den ganzen Ostalpen dadurch ausgezeichnet, daß hier die Kalkalpen und Uralpen nur durch eine schmale Talfurche voneinander getrennt werden und die Zwischenschaltung einer „Grauwackenzone“ fehlt.

Außerdem sind hier die Lechtaler Alpen im N und die Ferwallgruppe im S sowohl in bezug auf die Größe als auch auf die Höhe der Bergformen annähernd einander ebenbürtig.

Beide Berggruppen sind heute noch vergletschert, doch überragt darin die Ferwallgruppe die Lechtaler Alpen erheblich.

Was jedoch die Zahl und Größe der hier noch erhaltenen Moränen betrifft, so sind die Lechtaler Alpen damit ebenso reich ausgestattet. Im allgemeinen reichen die untersten Moränen der kalkalpinen Gletscher sowohl im Stanzer- als auch im Klostertal tiefer herab als jene der gegenüberliegenden Gletscher der Ferwallgruppe.

Dies fällt um so mehr auf, als es sich hier in einem Fall um die Südhänge der Lechtaler Alpen, im anderen um die Nordhänge der Ferwallgruppe handelt.

Ein weiterer Gegenstand eingehender Untersuchungen war dann das Verhältnis der Moränen zu den umgebenden Talräumen und Talformen.

Die Moränen spiegeln in ihrer Größe vor allem die Länge ihrer Bildungszeit, in ihrer Lage und Form dagegen vor allem die Raumverhältnisse ihrer Gletscher wieder.

Diese offenbar jeweils eine längere Zeit hindurch doch annähernd beständigen Raumgrößen der Eismassen stehen zu den Raumverhältnissen ihrer Täler in einer engen Beziehung.

Es ist nun von hohem Interesse, den feineren Rhythmus der Moränengliederung mit der Raumgliederung der Talräume zu vergleichen. Die

Täler der Lechtaler Alpen und in noch höherem Maße jene der Ferwallgruppe zeigen sich zu oberst durch Karräume, weiter hinab jedoch durch Felsstufen reichlich gegliedert. Das Ergebnis der Kartierung der Felstalformen und der darauf lagernden Moränen ist nun der Beweis einer weitgehenden Unabhängigkeit der Detailgliederung der Felsräume und der Moränenwälle.

Die Verteilung der Moränen der Schlußzeit fällt mit der Raumbgliederung der Täler nur in den groben Umrissen zusammen.

Wenn man das Verhältnis der hochgelegenen Moränenwälle zu ihren Karräumen betrachtet, so findet man, daß die Karräume für die Spannung dieser Moränen durchaus, meist sogar wesentlich, zu groß sind.

Das heißt mit anderen Worten, die Gletscher, welche zuletzt in diesen Karen lagen und die heute dort vorhandenen Moränen zurückgelassen haben, vermochten bei weitem nicht diese Räume zu erfüllen.

Wenn sie aber diese Hohlräume nicht auszufüllen vermochten, so können sie dieselben auch nicht ausgebrochen haben.

Die Karformen sind für die zu den noch heute hier vorhandenen Moränenwällen passenden Gletscher viel zu geräumig.

Als ein Beispiel für die Verteilung dieser hochgelegenen Moränenwälle führe ich aus den Lechtaler Alpen die Vorderseespitze nördlich von Schnamm im Stanzertale an.

Dieser stolze, auch heute an seiner Nordseite noch etwas vergletscherte, 2888 *m* hohe Felsgipfel wird fast ausschließlich von Hauptdolomit aufgebaut.

Er besteht also aus einem recht gleichmäßigen Gesteinsmaterial.

In den Gipfelkörper sind, wie Fig. 9 zeigt, ringsum Kare eingeschnitten, welche recht gut erhaltene, durchaus geschlossene Moränenbogen beherbergen.

Das Hinaufrücken der Gletscher ist durch die Gliederung der Moränenwälle sehr anschaulich ausgesprochen.

Zum Vergleich füge ich eine Skizze der Moränenverteilung aus der Ferwallgruppe an.

Fig. 10 gibt die Moränenbekränzung der nahezu gleich hohen Rendespitze (2877 *m*) südlich von St. Anton wieder.

Die Moränen sind hier relativ größer und steigen auch tiefer in die benachbarten Täler herab.

Man darf dabei aber nicht vergessen, daß der Körper der Rendespitze wesentlich breiter und wuchtiger als jener der Vorderseespitze ist und daher auch gleichzeitig größere Gletscher tragen konnte.

An einer Gleichaltrigkeit der hochgelegenen Moränenwälle der beiden so gut wie gleich hohen Gipfel ist wohl nicht zu zweifeln.

Die hochgelegenen Moränenwälle sind sowohl in den Lechtaler Alpen wie auch in der Ferwallgruppe zahlreich und gut erhalten.

Wesentlich schlechter ist es um den Besitzstand der tieferen, mittleren Moränen bestellt. Während die hohen Moränen vielfach in den flachen Karschüsseln und noch oberhalb der Hauptquellaustritte eine sichere Aufbewahrung fanden, kamen die mittleren Moränen vorzüglich in die steilabfallenden und engen Talschluchten zu liegen.

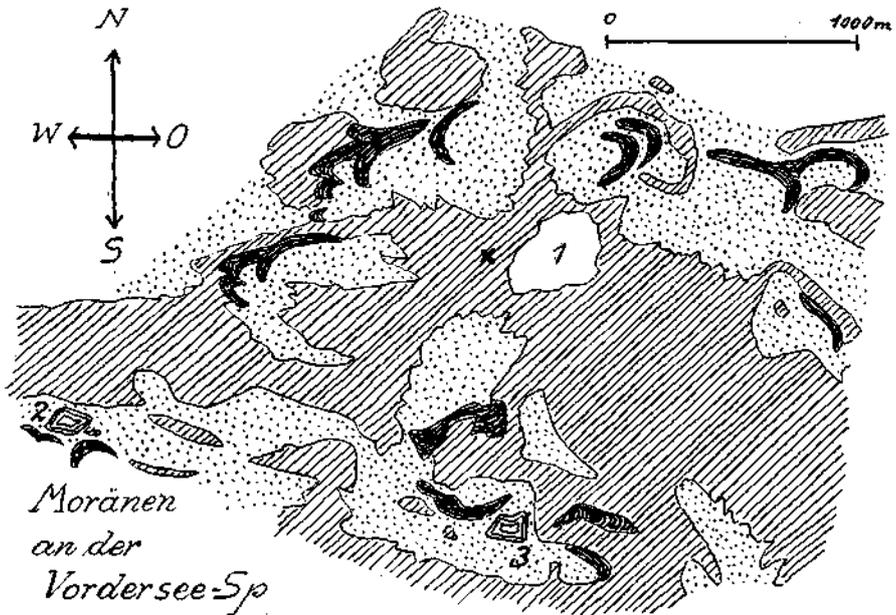


Fig. 9. x = Vorderseespitze, 2888 m. 1 = Vorderseeferner. 2 = Hintersee-Kridlonsee. 3 = Vordersee. Schraffiert = Grundgebirge; punktiert = Gehängeschutt; schwarz = Blockmoränen der Schlußzeit.

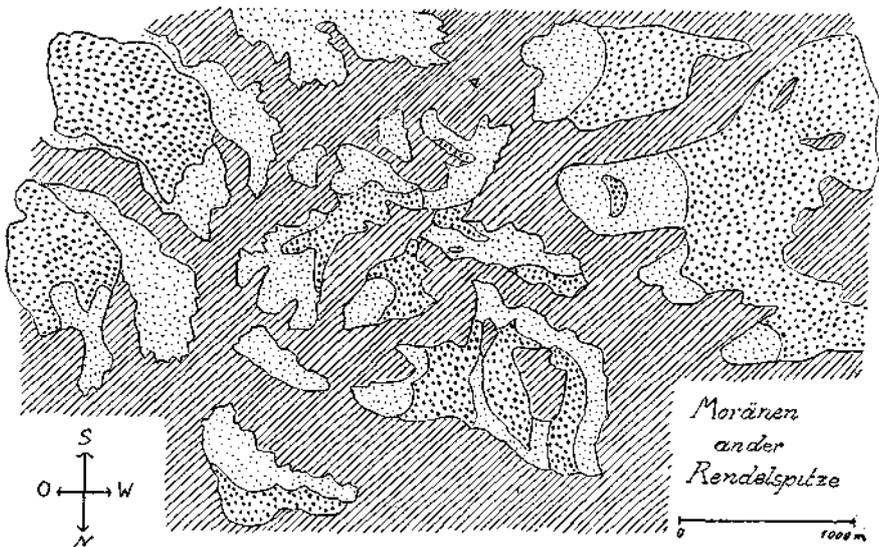


Fig. 10. △ = Rendelspitze, 2877 m. Schraffiert = Grundgebirge; feine Punkte = Gehängeschutt; grobe Punkte = Blockmoränen der Schlußzeit.

Es ist daher nicht verwunderlich, wenn in vielen Tälern fast alle Spuren ihrer Anwesenheit verloren gegangen sind.

Als ein Beispiel einer selten guten Erhaltung der mittleren Moränengruppe möchte ich das Steißbachtal nördlich von St. Anton erwähnen, dessen Moränenbestand Fig. 11 illustriert. Hier sind ausnahmsweise auch die mittleren Moränen recht deutlich zu erkennen, während dies in den meisten benachbarten Tälern sowohl der Lechtaler Alpen als auch der Ferwallgruppe nicht der Fall ist. Es ist aber hier ähnlich wie

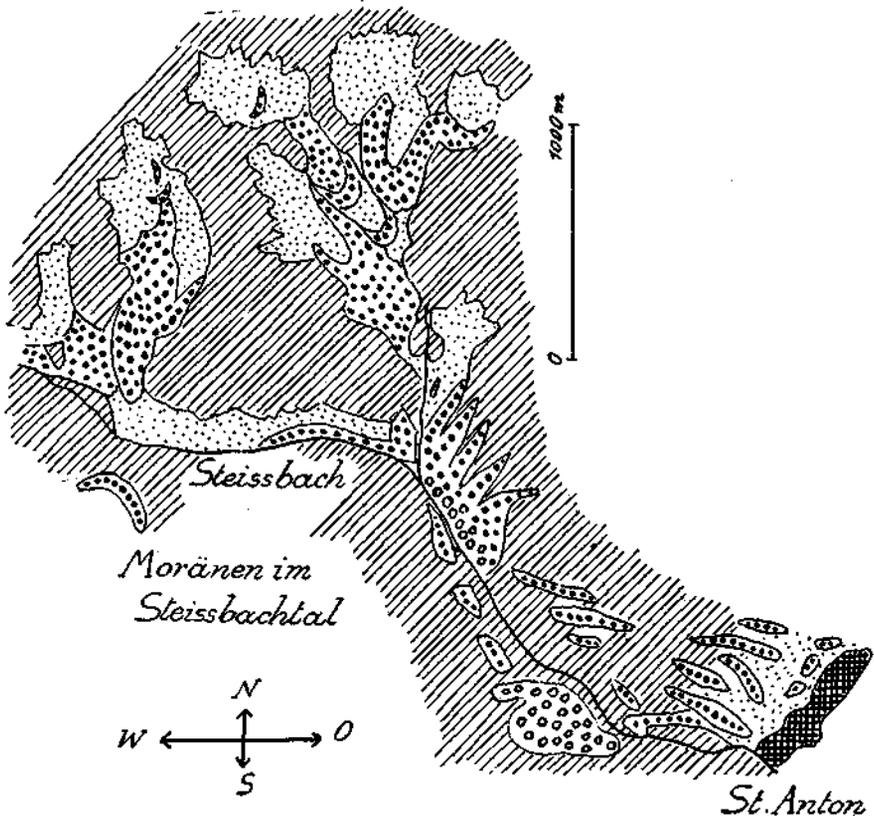


Fig. 11. Schraffiert = Grundgebirge; feine Punkte = Gehängeschutt; grobe Punkte = Wallmoränen der Schlußzeit; Ringelchen = Grundmoränen der Würmeiszeit.

im Dawingraben auch noch Grundmoränenmaterial aus der Würmeiszeit erhalten geblieben.

Gut entwickelt ist auch die untere Moränengruppe.

Inmerhin sind hier die Möglichkeiten der Erhaltung insoferne wieder etwas günstigere, als sich diese Moränen mit Vorliebe erst am Ausgang der Steiltäler einstellen und hier zu beiden Seiten der Bachschlucht geschützt sind. Diese untere Gruppe von Moränen hat bisher keine Beachtung gefunden, und ich will mich aus diesem Grunde etwas genauer mit ihnen beschäftigen.

Die hier gehörigen Formen sind mir besonders unmittelbar bei St. Anton in ihrer Moränennatur deutlich geworden.

Sie bilden hier gleich oberhalb der Eisenbahnstation einen Teil des vielbesuchten Ski-Übungsterrains. Die Skizze (Fig. 12) veranschaulicht die hier vorliegende Formengruppe in schematischen Umrissen.

Ich habe in früheren Jahren ähnliche Formen, ohne sie genauer zu beachten, für die zerschnittenen Reste eines höheren Schuttkegels gehalten.

In der Zeitschrift für Gletscherkunde, III. Band, 1908, habe ich auf Seite 118 eine Abbildung (Fig. 20) der alten Schuttkegelreste vor der Kranebitterklamm bei Innsbruck veröffentlicht, welche ich heute als eine Moränengruppierung auffasse.



Fig. 12. x = Gruppe von Endmoränen der Schlußeiszeit.

Bevor ich diese Formen noch näher bespreche, führe ich noch ein Beispiel aus dem Stanzertale vom Ausgang des Vadiesengrabens oberhalb von Pettneu (Fig. 13) an.

Hier sind die Verhältnisse womöglich noch klarer als bei St. Anton ausgebildet.

Die Hauptfrage bleibt diesen Formgebilden gegenüber zunächst, ob es sich nur um Reste eines höheren und stark zerschnittenen Schuttkegels handelt oder ob den einzelnen Teilschuttkörpern eine selbständige Entstehung zukommt.

Bei den zwei hier vorgelegten Beispielen würde die Ergänzung zu einem geschlossenen Schuttkegel bereits so steile Kegelformen ergeben, wie sie im ganzen Bereiche des Inntales bei Bachschuttkegeln nirgends vorhanden sind.

Bei St. Anton würde der ergänzte Schuttkegel auf einer Erstreckung von zirka 400 m bereits 150 m Neigung aufweisen.

Bei Vadiesen beträgt die Neigung des Schuttkegels auf zirka 400 m Erstreckung über 140 m.

So steile Schuttkegelformen würden am Ausgang von wasserreichen Tälern wohl sehr unwahrscheinliche Gebilde vorstellen, wenn man bedenkt, daß die heutigen großen Schuttkegel hier wesentlich geringere Neigung zeigen.

Die Neigung des heutigen Schuttkegels beträgt z. B. am Ausgang des Vadiesengrabens nur 60 m auf 400 m radiale Erstreckung.

Die Annahme von so steilen älteren Schuttkegelbreiten ist also wohl recht unwahrscheinlich. Die Unwahrscheinlichkeit dieser Annahme nimmt aber weiter zu, wenn man die Umgrenzung der ganzen Schuttmasse und ihre Auflösung in Teilkörper genauer betrachtet.

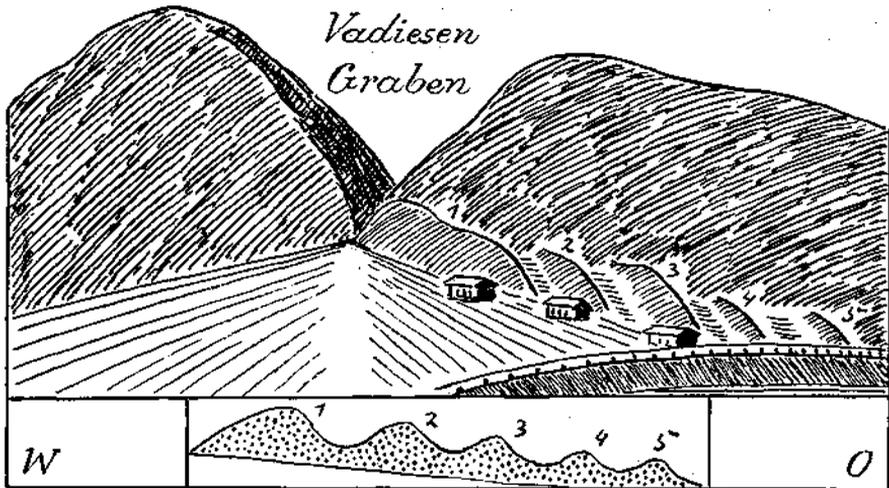


Fig. 13. 1, 2, 3, 4, 5 = Endmoränenwälle.

Die älteren Schuttkegel gehören im allgemeinen zu den bestumgrenzten geologischen Ablagerungen. Sie sind zumeist von einem Steilrand eingefafßt, der die ganze Masse an ihrem Fuße umsäumt. Dies ist jedoch bei den hier betrachteten Formen nirgends der Fall.

Sie sitzen im Gegenteil bereits einem großen, klar umgrenzten Schuttkegel auf und haben selbst kein sie einheitlich umschließendes Formgebände.

Die Schuttkegel des Steißbaches und des Vadiesenbaches werden gegen die Rosanna zu von einer 10—16 m hohen Steilstufe begrenzt.

Diese Steilstufe umsäumt die Schuttkegel ohne irgendeine sichtbare Beziehung zu den darüber aufragenden Schuttkämmen und Schuttmulden.

Die tiefen und breiten Mulden zwischen den benachbarten Kämmen und Hügeln laufen glatt auf die Fläche des vorgelagerten Schuttkegels aus.

Wenn die einzelnen Schutthügel nur Ausschneidungen aus einem höheren, älteren Kegel sind, so müssen die ausschneidenden Furchen

älter als der heute davorliegende Schuttkegel sein. Es müßte also, mit anderen Worten, der große heutige Schuttkegel in die Furchen des tief zerschnittenen alten Kegels hineingeschüttet worden sein.

Das scheint wirklich der Fall gewesen zu sein. Wir finden gleich östlich von St. Anton eine interessante Stelle, welche sich kaum anders erklären läßt.

Etwa 2 km östlich von der Station St. Anton mündet der Bach des Schöngrabens von N her in die Rosanna.

Aus dem Schöngraben baut sich ein mächtiger Schuttkegel heraus, der von der Rosanna zurückgedrängt und mit einer Steilstufe begrenzt wurde. Zu beiden Seiten der Mündung des Schöngrabens befinden sich nun ebenfalls wieder isolierte hohe Schuttkämme, von denen der westliche die Ruine Arlen trägt.

Hier ist es nach der Beschaffenheit des Schuttes ohne Zweifel, daß es sich um Moränen handelt. Diese Moränenrücken werden nun vom Schuttkegel des Schöngrabens ganz umsäumt. Die Merkwürdigkeit dieser

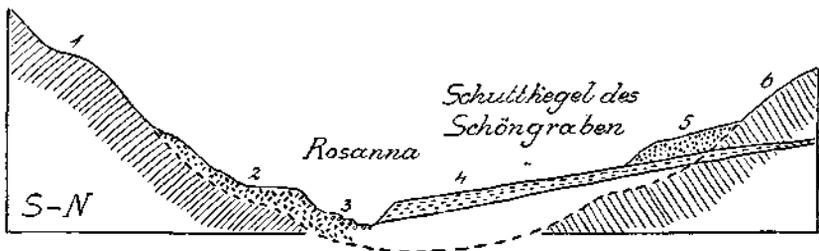


Fig. 14. 1 = Gneisgebirge. 2 = kristalliner Blockschuttmoräne. 3 = Gerölle der Rosanna. 4 = Schuttkegel des Schöngrabens. 5 = kalkalpine Moräne. 6 = Verrucano und Buntsandstein.

Stelle besteht nun darin, daß hier auch von der Südseite des Rosannatales eine Moränenmasse genau gegenüber vom Schuttkegel des Schöngrabens abgelagert wurde. Diese Moränenmasse besteht aus rein kristallinem Material und reicht ganz bis zur Rosanna herab. Wie das Querprofil (Fig. 14) zeigt, muß hier die Moräne mit dem kristallinen Material älter als der Schuttkegel des Schöngrabens sein.

Gleichzeitigkeit ist wohl ausgeschlossen, da keinerlei Vermischung des verschiedenartigen Schuttes hier stattgefunden hat.

Nun entspricht aber die Moräne am Nordfuß der Rendelspitze ihrer Lage nach vollkommen der Moräne am Ausgang des Schöngrabens. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß auch die letztere älter als der Schuttkegel ist.

Es handelt sich also um Moränenwälle, die älter sind als die sie umfassenden Schuttkegel.

Dabei hat sich der Bach bereits ziemlich tief in den Schuttkegel eingeschnitten, der für die heutige Schuttlieferung offenbar viel zu groß ist und nicht mehr genügend ernährt werden kann.

Wir haben es hier mit einem deutlich „hypertrophen“ Schuttkegel zu tun, welcher offenbar durch die Abschwemmung des Moränenmaterials

nach dem Rückzug der Vergletscherung so große Dimensionen erreichte und nun wieder zusammenschrumpft.

Ähnliche Erscheinungen habe ich in dieser Zeitschrift im Jahre 1929 auf S. 144—145 aus dem Bereiche des Kössener Beckens beschrieben.

Die Auflösung der Großform, also der Moränengruppe, in eine Anzahl von kleineren selbständigen Wällen und Hügeln ist bei der Deutung als Endmoränen unmittelbar mit der Entstehung gegeben.

Wie die Betrachtung der vollständig erhaltenen, hochgelegenen Moränenwälle nahelegt, sind in sehr vielen Fällen immer mehrere benachbarte Wälle ganz deutlich zu einer Gruppe vereinigt. Die Verteilung

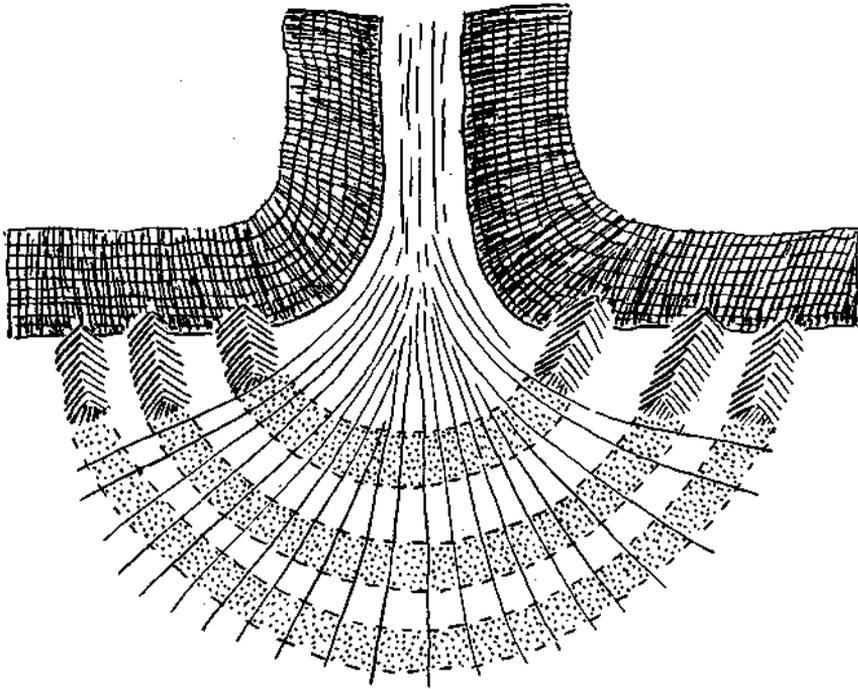


Fig. 15. Schema der Zerstörung von Endmoränenbögen an der Mündung von wasserreichen Steiltälern.

der Moränenwälle vollzieht sich nirgends etwa in regelmäßigen Abständen, sondern immer in Anhäufungen von Wällen, die dann durch größere Lücken isoliert werden.

Die unterste dieser Moränengruppen liegt nun hier im Stanzertal und auch sonst vielfach in den Alpen gerade am Ausgang der Steiltäler in das Haupttal.

An dieser Stelle sind die Erhaltungsmöglichkeiten von Endmoränenwällen nur zu beiden Seiten der Steiltalmündung günstig.

Die ganzen mittleren Teile der Moränenbögen sind vielleicht schon wegen der reichen Wasserführung nie als Wälle abgelagert, sondern gleich als Schuttkegelteile ausgebreitet worden.

Nach dem Rückzug des Eises setzte eine gesteigerte Erosion und Schuttablieferung ein. Dadurch wurden, wie das Schema Fig. 15 veranschaulicht, die ganzen mittleren Bogenteile der Endmoränen zerstört und umgeschüttet. So sind hier am Ausgang von wasserreichen Steiltälern naturgemäß im allgemeinen nur die randlichen Stücke der Wälle bestandfähig.

Diese relativ starke Zerstörung der Wallformen ist wohl auch die Ursache, warum die Moränennatur dieser Gebilde so spät erst erkannt worden ist.

Der Unterschied in der Erhaltung der hochgelegenen und unteren Moränengruppen ist auffallend groß.

Die Ursache dafür liegt zunächst in der Wasserführung, welche oben recht gering, unten aber vielfach größer ist und bei Hochwässern, Schneeschmelze, Gewittern usw. gewaltige Beträge erreichen kann.

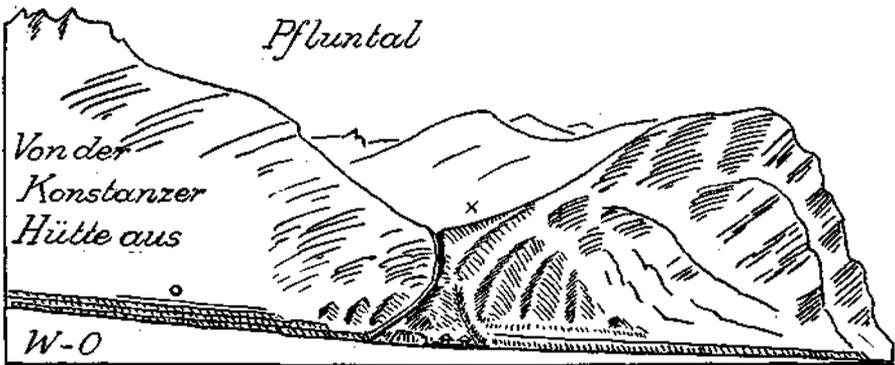


Fig. 16. x = Endmoränengruppe am Ausgang des Pfluntales. o = Schotterterrassen.

Dazu kommt dann noch die Verschiedenheit des wallbildenden Schuttwerkes, das oben fast rein grobblockig, unten vorherrschend feiner-schuttig ist.

Das erstere unterstützt die Durchlässigkeit und damit den Dauerbestand der Form. Das zweite staut das Wasser und zwingt so zu gewaltsamen Durchbrüchen.

Außerdem kann der Feinschutt viel leichter aufgewühlt und fortgeschwemmt werden. Wenn man die Natur dieser Formengruppe einmal erkannt hat, ist man erstaunt, wie oft sie wiederkehrt.

Ich kenne derzeit bereits viele hiehergehörige Formen aus den Kalk- wie aus den Gneisalpen. Die reichgegliederten Formengruppen enthalten fünf bis acht deutlich gesonderte Wallreste, die ärmeren sind nur mit zwei bis drei Wällen ausgestattet.

Ich füge hier noch ein Beispiel dieser Moränenformen aus dem kristallinen Gebiet der Ferwallgruppe (Fig. 16) an.

Es stellt die Moränenwälle am Ausgang des Pfluntales gegenüber der Konstanzer Hütte dar.

Hier ist auch der Materialunterschied zwischen den hochgelegenen und unteren Moränen auffallend groß.

Oben haben wir lauter grobblockiges Gneismaterial, unten größtenteils weißlichen, gutzerriebenen Feinschutt.

Wunderbar klar ist dieser Bearbeitungsunterschied zwischen den hochgelegenen und den unteren Moränen auch an der Westseite der großartigen Patteriolspitze (Fig. 17) ausgebildet.

Interessant ist auch der Befund, daß die Anzahl der Wälle zu beiden Seiten der Mündung der Steiltäler durchaus unregelmäßig verteilt ist.

Symmetrische Anordnungen scheinen sehr selten zu sein. Zumeist liegen unsymmetrische und einseitig bevorzugte vor.

Entlang der Inntalfurche sind nach meiner Erfahrung immer die in der Hauptgefällsrichtung gelegenen östlichen Wallgruppen reicher entwickelt.

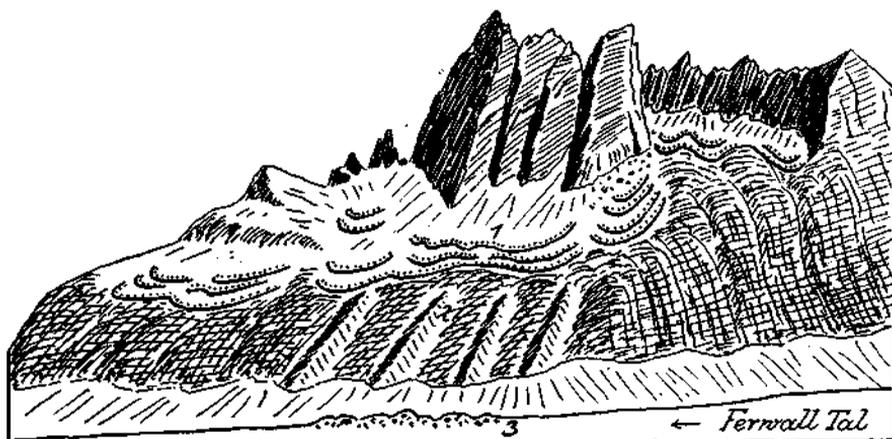


Fig. 17. Ansicht der Patteriolspitze von W. 1 = hochgelegene Blockmoränen
2 = Feinschuttmoränen. 3 = tiefere Blockmoränen.

Die Dreiteilung in der Anordnung der Hauptmoränengruppen, welche wir hier im Bereiche der Lechtaler Alpen und der Ferwallgruppe so deutlich ausgebildet sehen, steht natürlich mit der morphologischen Formung des Hochgebirges in einer nahen Beziehung.

Der Dreiteilung der Moränengruppen entspricht die Gliederung in Karraum — Steilstufe-, Steiltal — Talmündung.

Die Gletscher der Schlußeiszeit haben diese Bergformung nicht geschaffen, ja nicht einmal wesentlich umgestaltet.

Wohl aber waren diese vorgegebenen Räume für ihre Ausbreitung und für ihren Rückzug von großem Einfluß.

Der wichtigste Raum ist die Karform. Hier findet nicht nur die Hauptspeicherung von Firn und Eis statt, hier ist die beste Lagerstätte der Gletscher und ihr längster Aufenthalt.

Eine so der Lage und Form nach zweckdienliche Aussprengung von Aufbewahrungsräumen für das Eis kann unmöglich ein Zufallsgebilde sein.

Hier ist die Ausgestaltung einer ursprünglich vom fließenden Wasser ausgenagten Furche zu einer behaglichen Dauerwohnstätte für das Eis wohl unverkennbar.

Die Gletscher der Schlußzeit haben an der Aussprengung der Hohlform wohl nur mehr geringfügig mitgeholfen.

Sie fanden diese Hohlräume bereits als fertige Gebilde vor.

Das darunter befindliche, meist schluchtartige Steiltal oder ein Steilgehänge stellt nur eine Gleitbahn vor.

Hier konnten sich Ablagerungen von Moränen nur selten länger halten.

Die Verhältnisse an der Mündung der Steiltäler haben wir schon eingehender besprochen.

Die Dreiteilung der Moränengruppen haben wir bisher ausschließlich aus Endmoränen abgeleitet.

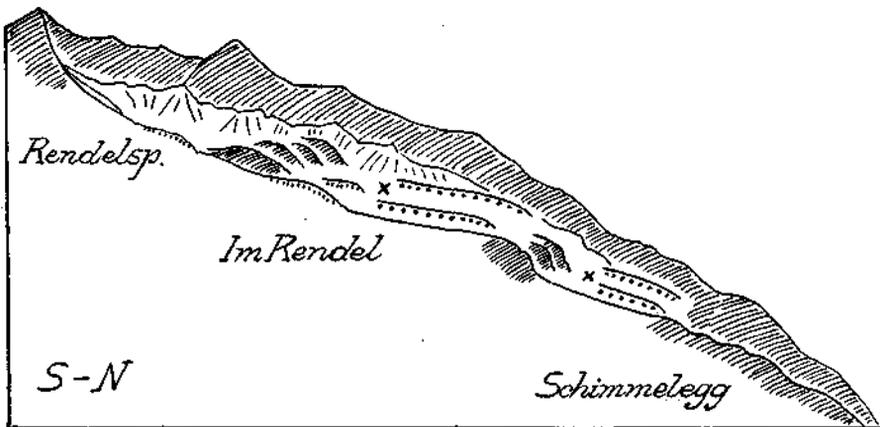


Fig. 18. x = Doppelte Seitenmoränenwälle. Punkte = Blockmoränen.
Schraffiert = Grundgebirge.

Es gibt aber auch manche Fälle, wo sich noch für die mittlere und untere Gruppe die Seitenmoränen auffinden lassen.

Als Beispiele führe ich hier Fig. 18 von der Nordseite der Rendelspitze und Fig. 19 von dem innersten Ferwalltal an.

In beiden Fällen erkennt man die Zweigliederung der Seitenmoränen sehr deutlich, während die dazu gehörigen Endmoränen größtenteils zerstört sind. Über ihnen stellen sich dann erst die geschlossenen Bögen der hohen Karmoränen ein.

Aus der Verfolgung der Moränen der Schlußzeit hat sich ergeben, daß sowohl im Stanzer- wie auch im Klostersal aus allen Karen und Steiltälern Gletscher bis ins Haupttal oder nahe an dasselbe herabhingen.

Dabei ist es aber nicht mehr zur Zusammenschmelzung zu großen Talgletschern gekommen.

Als ein Beispiel für diese Art von lokaler Vergletscherung füge ich hier eine Skizze der Moränenverteilung im Moostal südlich von St. Anton (Fig. 20) ein.



Fig. 19. x = Doppelte Seitenmoränenwälle.

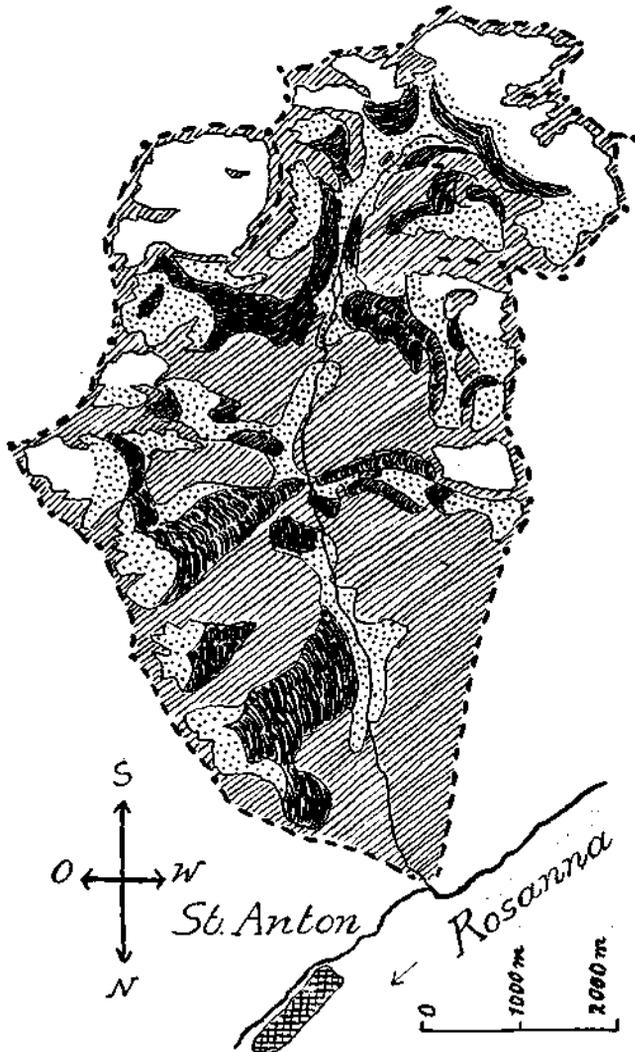


Fig. 20. Moränenverteilung im Moostal. Schraffiert = Grundgebirge; schwarz = Blockmoränen der Schlußzeit; punktiert = Hang- und Bachschutt; weiß = Gletscher.

Die Hängegletscher stiegen von allen Seiten ins Haupttal herab, blieben aber doch selbständig.

Dieses Selbständigbleiben der einzelnen benachbarten Lokalgletscher ist für die Schlußzeit eine recht charakteristische Erscheinung.

Wenn man nun z. B. die Ablagerungen der Schlußzeit vom Arlberg entlang des Inntales bis an den Alpenrand verfolgt, so begegnet man immer wieder Kar für Kar, Seitental für Seitental den mehr oder weniger gut erhaltenen Resten der Lokalgletscher. Vielfach stiegen dieselben bis ins Inntal herab, vielfach blieben sie noch in den Seitentälern stecken.

Nirgends ist es aber zum Zusammenschluß der Lokalgletscher zu einem großen Talgletscher gekommen, nirgends haben sich die Gletscher von der Nordseite des Inntales mit jenen von der Südseite vereinigt.

Durch die geringe Bearbeitung des Moränenmaterials, durch die feine Anschmiegung an die lokale Berggestalt und durch die vielfach noch prächtig erhaltenen Wallformen grenzt sich die Hinterlassenschaft der Schlußzeit scharf gegen die spärlichen und meist schon formlosen Reste der Würmeiszeit innerhalb des Hochgebirges ab.

Die Deutung dieser Ablagerungen als sogenannte Rückzugsstadien der Würmeiszeit war völlig verfehlt.

Heute hebt sich die Selbständigkeit dieser zusammengehörigen Moränengruppen in allen Teilen der Ostalpen und wohl auch der Westalpen klar heraus.

Besonders eindringlich belehren uns in dieser Hinsicht die reichen Aufschlüsse des Inntales.

Der gewaltige Eisstrom des Inntalgletschers war längst völlig verschwunden, als noch einmal von allen Seiten neugebildete Lokalgletscher in sein verlassenes Riesenbett herabstiegen, das sie aber bei weitem nicht mehr auszufüllen vermochten.

Der Rhythmus dieser „postglazialen Vergletscherung“ war vom Rande der Nordalpen bis ins Herz der Ferwallgruppe hinein derselbe.

Das ist nur möglich, wenn eine neue und ganz selbständige Vergletscherung und nicht Gebilde eines langandauernden Rückzuges vorliegen. Die hier an einigen Beispielen vorgeführte Dreiteilung der Moränengruppen ist dieselbe, ob es sich nun um die Loferer Steinberge, das Kaisergebirge, das Karwendelgebirge oder die Lechtaler Alpen handelt.

Auch im Urgebirge macht sich eine gleichartige Gliederung erkennbar.

So liegt z. B. im Gschnitztal die unterste prächtig erhaltene Endmoräne bei Gschnitz. Sie wurde von Penck zur Bezeichnung „Gschnitzstadium“ verwendet.

Die nächst höhere Moränengruppe stellt sich bei der Laponen-Alpe ein.

Die hochgelegenen Wallformen befinden sich dann oben, vor und in den Karräumen. Wenn man die Größe und Höhenlage der Räume in Betracht zieht, haben wir im Gschnitztal ganz denselben Rhythmus wie in den Tälern der Ferwallgruppe.

Als ein Beispiel führe ich noch einen schematischen Längsschnitt durch das Nenzigastertal (Fig. 21) hier an, der diese Gliederung in klaren und leicht überblickbaren Verhältnissen zeigt.

An diesem Schnitt sieht man auch, daß die Lage der Endmoränen nicht genau mit der Gliederung des Felsbodens zusammenfällt. Es handelt sich hier bestimmt um ältere glaziale Ausschleifungen der Felsformen.

Die Rückfälligkeit der glattgeschliffenen Stufen trägt den unverwischbaren Stempel der echten Erzeugnisse der Eiswerkstätten an sich.

Hier ist mit der Annahme von Verbiegungen nichts zu machen.

Diese Art von Rückfälligkeit kehrt im Hochgebirge in vielen Tausenden von Fällen bei der Abgliederung der Talräume immer wieder. Wenn die Abgliederung der Talräume auch wahrscheinlich das Ergebnis einer von tektonischen Bewegungen gestörten Wasserarbeit bedeutet, so ist die Ausschleifung der Felsbecken sicherlich der Eisarbeit zuzuschreiben.

An dieser Eisarbeit haben aber die Gletscher der Schlußeiszeit wohl wegen ihrer geringen Zeitdauer wenig Anteil genommen.

Zusammenfassend können wir sagen, daß in der Umgebung des Arlbergpasses sich nur verhältnismäßig geringe Reste von Ablagerungen der Würmeiszeit auffinden lassen.

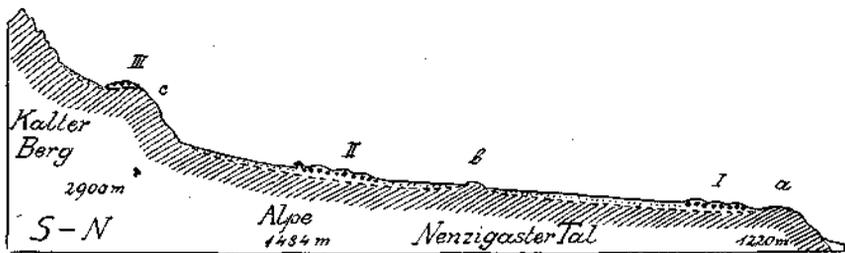


Fig. 21. I, II, III = untere, mittlere, obere Gruppe der Blockmoränen der Schlußeiszeit.
a, b, c = Vom Eise geschliffene Felsriegel. Schraffiert = Grundgebirge;
punktiert = Hang- und Bachschutt.

Dagegen ist die Hinterlassenschaft der Schlußeiszeit (postglazialen Eiszeit) ungemein reich ausgestattet und in ihren Moränenformen klar gezeichnet.

Die heutige Vergletscherung schließt mit ihren Moränen unmittelbar an die hochgelegenen, nächstälteren Moränengruppen an.

Die Moränengruppen lassen ungezwungen eine Art von Dreiteilung zu.

Zu oberst liegt die oft reich gegliederte Gruppe der hochgelegenen Moränen, ausgezeichnet durch wohferhaltene und meist auch unzerschnittene Wallbögen.

Darunter folgt im Bereiche der Steiltäler oder Steilhänge eine mittlere, vielfach gar nicht oder nur schlecht erhaltene Moränengruppe. Zu unterst stellen sich an den Seiten der Talmündungen eigenartige Hügelreihen ein, welche hier zum erstenmal als verstümmelte Endmoränen gedeutet werden. Ihre Mittelstücke sind der Bacherosion zum Opfer gefallen. Dieser dreiteilige Rhythmus in den Moränen der Schlußeiszeit hat in den Alpen eine weite Verbreitung.

Morphologisch ist die Schlußeiszeit durch den reichen Schatz ihrer oft schön geschwungenen Moränenwälle wirksam und ausdrucksvoll

geworden. Ihre Umgestaltung des Felsgrundes ist dagegen wohl nur unbedeutend geblieben, infolge der zu kurzen Andauer. Nach der Einteilung von Penck und Brückner fällt die unterste dieser Moränengruppen mit dem sogenannten „Gschnitzstadium“ zusammen.

Das „Daunstadium“ käme für die zwei oberen Gruppen in Betracht.

Eine Vertretung des „Bühlstadiums“ ist nicht vorhanden, da die Gletscher der Schlußzeit sich nicht mehr zu großen Taleisströmen zu vereinigen vermochten.

Wien, Mai 1929.
