

Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletschern

Von Otto Ampferer

(Mit 8 Profilen)

Bei der Vergletscherung des Inntalgebietes sind die Wege, welche die einzelnen getrennten Eisströme sowohl aus den Zentralalpen wie aus den nördlichen Kalkalpen bis zu ihrer Vereinigung zurückzulegen hatten, sehr verschieden lang gewesen. Es ist daher nicht verwunderlich, wenn bereits seit langer Zeit diese Verschiedenheit der Wegstrecken zwischen dem Hauptgletscher und seinen Nebengletschern zur Erklärung mancher abweichender Glazialprofile herangezogen wurde.

Insbesondere schien sich hier eine Möglichkeit zu eröffnen, interglaziale Einschaltungen zu Einschaltungen umzudeuten, die lediglich zwischen dem früheren Eintreffen eines Seitengletschers und dem späteren des Hauptgletschers ihre Entstehung fanden.

Das bekannteste Beispiel dafür bildet wohl die Inntal-terrasse, welche erst von *Blaas*, dann auch von *Penck* für die Verlandung eines Stausees angesehen wurde, der im eisfreien Inntale oberhalb des Zillertalgletschers durch dessen Eisverriegelung erzwungen wurde. Die geologische Landesaufnahme hat bei ihrem Vorschreiten diese Annahme als unrichtig erwiesen, weil Reste der Inntal-terrasse auch noch unterhalb des Riegels des Zillertalgletschers in großer Ausdehnung zu finden sind.

Nach diesem Erklärungsprinzip hätten also Nahgletscher das Inntal früher erreichen sollen als der Ferngletscher.

Ich möchte nun im folgenden einige geologische Befunde vorlegen, welche zeigen, daß bei der letzten Großvergletscherung der Inntalgletscher schon ziemlich hohe Stände erreicht hatte, während die benachbarten Lokal- gletscher, wenigstens teilweise, von ihm noch durch eine eisfreie Zone getrennt waren.

Es ist von vornherein klar, daß es sich hier nur um einzelne begünstigte Fälle handeln kann, vor allem um abgeschlossene Täler mit eigener Vergletscherung, welche gerade in der entsprechenden Höhenlage durch flache Strecken ausgezeichnet sind.

Die Hauptformen, unter denen sich die Begegnung zwischen Fern- und Nahgletscher in einem Seitentale abspielen kann, sind etwa die folgenden.

Es könnten sich die beiden zusammenstoßenden Gletscher das Gleichgewicht halten. Dieser Fall ist zu unwahrscheinlich und kann übergangen werden.

Es kann dann der Nahgletscher zuerst sein Tal erfüllen und der Ferngletscher ihn später überlagern, es kann dann der Ferngletscher zuerst in das Tal eindringen und der Nahgletscher ihn überlagern, und endlich können die beiden Gletscher zeitweise oder für eine ganze Eiszeit durch eine eisfreie Zone getrennt bleiben.

Alle diese Fälle lassen sich bei günstigen Verhältnissen aus den hinterlassenen Ablagerungen und Formen herauslesen.

Im zweiten Fall treffen wir z. B. die lokalen Moränen unterhalb der exotischen, außerdem wird die Talrinne entsprechend umgeformt sein, im dritten Fall ist unten die exotische Moräne und darüber die lokale zu erwarten.

Den vierten Fall können wir nur erkennen, wenn eben in dem damals eisfreien Raum noch dafür charakteristische Ablagerungen sich erhalten haben.

Es liegt auf der Hand, daß dieser letzte Fall wohl nur selten vorkommen wird.

Im Gebiet des Inntalgletschers sind mir bisher nur zwei wohlerhaltene Beispiele untergekommen, die ich im folgenden kurz beschreiben will.

In den Stauseen, welche hier zwischen dem talsperrenden Inngletscher und dem noch ziemlich weit zurückliegenden Lokal- gletscher gebildet wurden, kam ein un- gemein fein geschlämmter, gleichmäßiger und sehr kalkreicher Lehm zum Absatz.

Doch handelt es sich in den zu beschreibenden Fällen nicht um eine vollständige Verlandung, sondern der talsperrende Wall des Inngletschers rückte allmählich immer höher und erdrückte dabei den See, ohne daß dieser ganz mit Schutt erfüllt worden wäre.

Es ergibt sich dies, wie wir noch genauer sehen werden, aus den Höhenverhältnissen. So steigt z. B. der Lehm im Habersauer Tal an der Nordseite des Kaiser- gebirges auf eine Strecke von ca. 1 km um etwa 80–100 m an, ohne an seinem unteren Ende auch nur annähernd diese Mächtigkeit zu erreichen.

Nach diesen Befunden ist es wahrscheinlich, daß wir es nicht mit einem besonderen längeren Stillstand des Inngletschers, sondern nur mit seinem langsamen An- wachsen und Höherschwellen zu tun haben, welches hier durch Verlehungen solcher Stauseen gleichsam ab- gebildet erscheint. Zuerst wurde ich auf diese Erscheinung aufmerksam im Eppzirler- tal, dem nach Norden ge- öffnerten Haupttal der Seefelder Gruppe, welche zwischen dem Karwendelgebirge und dem tiefen Paß von Seefeld- Scharnitz eingeschaltet liegt.

Über die tiefe und breite Senke des Seefelder Passes flutete auch in der Würmeiszeit ein mächtiger Teil- strom des Inngletschers nach Bayern hinaus, während die Seefelder Gruppe von einer Eigenvergletscherung besetzt war, welche zu verhindern vermochte, daß die Massen des Inntaleises in das große und tiefe Eppzirler- kar eindringen konnten.

Aus diesem großen Kar führt nun jenes Tal nordwärts gegen Scharnitz zu, dessen Längsschnitt in Abb. 1 wiedergegeben ist.

Die erste Beschreibung der geologischen Verhältnisse dieses Tales wurde von mir im Jahre 1905 im Jahrbuch der damaligen Geologischen Reichsanstalt Seite 460 bis 470 gegeben. Ich hatte indessen die Bedeutung der eingeschalteten Lehmmassen noch nicht erkannt.

Die Furche unseres Tales zieht aus dem großen Eppzirlerkar fast gerade gegen Norden und erreicht dabei von der Eppzirler Scharte — 2093 m — bis zur Mündung bei 1020 m eine Länge von ca. 7 km. Fast in der Mitte ist eine seitlich verschüttete Felsschwelle von 1341 m Höhe eingeschaltet, welche mit ca. 50 m Überhöhung den gewaltigen Karraum wirkungsvoll zum Abschluß bringt.

Dieser große, innere Talraum ist nie von fremdem Eis betreten worden. Dagegen wurde die nördliche, tiefere Hälfte unseres Talraumes mit großen Massen von Geschieben, Blöcken und Grundmoränen des Inngletschers geradezu angestopft. Auch heute sind davon noch reichliche Mengen erhalten geblieben.

Der unterste Teil unseres Tales ist eine enge Klamm, welche stark im Rückschneiden begriffen ist.

Über dieser Klamm ist dann eine ziemlich lange und flache Talstrecke eingeschaltet, wo der Bach nicht mehr auf Fels, sondern auf Schutt dahinfließt.

Diese Talstrecke reicht von 1120 m bis über 1200 m Höhe und hat dabei eine Länge von ca. $1\frac{3}{4}$ km.

Auf etwa 100 m Länge fließt hier nun der Bach auf einem festen, zähen, feinen Bänderton, welcher unmittelbar von der schon erwähnten Grundmoräne des Inngletschers überlagert wird.

Der Lehm reicht dabei wenig über das Bachbett empor und ist daher je nach den Umständen bald besser aufgeschlossen, bald wieder mehr verschüttet.

Seine Mächtigkeit ist nirgends voll aufgedeckt, doch ist sie gewiß viel geringer, als dem Höhenunterschied zwischen seinem unteren und oberen Ende entspricht.

Die darüber liegenden Grundmoränen des Inntalgletschers zeigen eine untere, feinschlammigere und eine obere, gröberstückige Fazies. In der unteren Masse war seinerzeit eine 25—30° steil von Norden bis Süden gerichtete Schichtung aufgeschlossen, während in der oberen Masse durch Wechsel von helleren und dunkleren Streifen eine annähernd horizontale Schichtung angedeutet war. Es ist wohl kein Zweifel, daß dieses Grundmoränenmaterial vom Talausgang her eingefüllt wurde.

Durch diese Einfüllung von Eis und reichlichem Grundmoränenmaterial wurde offenbar ein Stausee abgedämmt, in dem sich feiner Schlamm als Bänderton niederschlagen konnte.

Allmählich drang aber der Inngletscher mit seinem Schutt über diese Bändertone weiter vor und deckte alles mit seinen Grundmoränen zu.

Die Einschaltung der Seeverlandung beweist also, daß zwischen dem anschwellenden Inngletscher und dem im Eppzirlerkar lagernden Lokalgletscher eine eisfreie Zone war, welche etwa von 1100 m bis über die Felsschwelle bei 1341 m gereicht haben muß.

Hätte der Lokalgletscher diese Felsschwelle überschritten, so wäre der Stausee wohl mit gröberem kalkalpinem Schutt aufgefüllt worden.

Im benachbarten Gleierschtal scheinen ähnliche Verhältnisse gewesen zu sein, doch sind die Aufschlüsse viel zerstreuter und nicht so klar überschaubar.

Gute Einblicke in diese Fragen gewährt dann das Habersauertal, welches vom Hochalmsattel — 1410 m und Feldalmsattel — 1428 m — zwischen wildem und zahmem Kaiser nordwärts gegen den Walchsee — 657 m hinausleitet (Abb. 2).

Nur ganz im Hintergrund und knapp vor dem Austritt auf den weiten Schuttkegel, der sich gegen den Walchsee vorschiebt, tritt das Grundgebirge zutage.

Die ganze übrige Talstrecke verläuft der Habersauerbach auf Schutt.

In der unteren Talhälfte besteht derselbe aus Grundmoränen und Lehm, in der oberen vorzüglich aus lokalem Schutt der steilen Seitenabhänge.

Die Grundmoränen des Inngletschers beginnen am rechten Ufer des Habersauerbaches bei Durchein — 670 m — und ziehen von dort in gewaltigen Massen mehr als 3 km talauf bis zur Habersaueralpe. Dabei reichen diese Grundmoränen bis ca. 900 m Höhe empor. Wilde Gräben zerschneiden hier die Grundmoräne und schaffen großartige Aufschlüsse.

Etwa von 748—800 m wird diese Grundmoräne im Bachbett auf ca. 1 km Länge von einer großen Masse feinen, blaugrauen Lehms unterlagert.

Dieser feingeschlammte Lehm enthält vereinzelt gekritzte und kristalline Geschiebe.

Die Grundmoränen sind durchwegs typisch entwickelt und stark bearbeitet.

In den unteren Teilen sind zentralalpine Geschiebe nicht selten, während in den oberen Teilen das Material fast rein kalkalpin ist. Die Mächtigkeit der Grundmoräne ist sehr bedeutend und dürfte 100 m wohl überschreiten. Auch hier wie im Eppzirlerthal handelt es sich offenbar um eine Ansammlung von Moränenmaterial, das der Inngletscher in das Seitental zwar wohl herein-, aber nicht mehr hinauszuschleppen vermochte. Die Erklärung für die Unterlagerung der Grundmoräne durch die Lehmmassen ist hier wie im Eppzirlerthal dieselbe.

Es ist wieder die Verlehmung eines Stausees, welchen der eindringende Inngletscher mit seiner Moräne abgedämmt und dann allmählich erdrückt hat.

Dies ist nur möglich, wenn zu dieser Zeit der mittlere Teil des Habersauertales noch eisfrei gewesen ist.

Während aber der Inngletscher ins hintere Eppzirler-

tal überhaupt nicht einzudringen vermochte, wurde das ganze Habersauertal vom Inngletscher erfüllt.

Dies beweist der Fund eines großen Nestes von zentralalpinen Blöcken und Geschieben, welches nördlich vom Hochalmsattel bei ca. 1400 m am Wege liegt.

Es ist interessant, daß um diesen Rest einer Inngletschermoräne sich die langgestreckte Zunge eines jüngeren, rein kalkalpinen Lokalgletschers des Roßkaisers ausbreitet, welche von 1460—1300 m herabreicht.

Ich halte die hier vorgelegten Beobachtungen zunächst für genügend, um wahrscheinlich zu machen, daß der Inngletscher bei seinem Vorrücken in den Kalkalpen noch eisfreies Gebiet antraf, welches also damals noch nicht von den einheimischen Lokalgletschern besetzt war. Diese Beobachtungen und Folgerungen erlangen aber erst durch das Verhalten der Gletscher in dem letzten Abschnitt des quartären Eiszeitalters eine merkwürdige Bedeutung.

Zu dieser Zeit waren nämlich die nördlichen Kalkalpen von einer sehr tief herabreichenden Eigenvergletscherung besetzt, ohne daß sich von Landeck abwärts die Spur eines gleichzeitigen Inngletschers nachweisen läßt. Das heißt mit anderen Worten: während bei der Würmvergletscherung der Inngletscher in den kalkalpinen Tälern früher an Ort und Stelle war als die dort einheimischen Gletscher, waren bei diesem letzten größeren Eisvorstoß die Lokalgletscher allein da, ohne erkennbare Ausbildung und Mitwirkung eines gleichzeitigen Inngletschers.

Diese Verhältnisse möchte ich noch mit einigen Beispielen und Profilen näher beleuchten.

Ich beginne im Westen mit dem Muttekopf bei Imst im Oberinntal und schreite dann ostwärts zum Kaisergebirge und den Loferer Steinbergen.

Das Muttekopfgebiet ist für eine solche Untersuchung besonders geeignet, weil es einmal den Ötztaler Alpen ganz nahe gerückt ist und außerdem eine kräftige Eigenvergletscherung besaß.

Diese letztere ist zudem durch die eigenartigen, nur auf das Muttekopfgebiet beschränkten Gosauablagerungen, welche die Moränen der Eigengletscher prächtig auszeichnen, von fremden Zuflüssen leicht zu trennen. Das Inntaleis erreichte in der Gegend von Imst bei der Würmvergletscherung Standhöhen von über 2200 m, was durch zahlreiche erratische Funde längst schon sichergestellt ist. Dadurch wurde die eigene Vergletscherung des Muttekopfs ganz zur Seite gedrückt und überwältigt.

Damit stimmt auch der Befund, daß erratische Geschiebe der Muttekopfgosau weit außerhalb des Bereiches der Eigenvergletscherung im Stromstrich des Inntalgletschers verschleppt worden sind.

Mit dem Abschmelzen dieser ungeheuren Eismasse müssen natürlich auch die Lokalgletscher des Muttekopfs wieder verschwunden sein.

Denn es ist nicht möglich, einerseits eine über 1400 m dicke Eismasse abzuschmelzen, andererseits gleichzeitig etwa die Lokalgletscher bestehen oder gar wachsen zu lassen.

Später kam es aber nochmals zu einer beträchtlichen Vergletscherung und diesmal konnten sich die Gletscher des Muttekopfs ohne jede Vermischung oder Verdrängung durch einen Inntalgletscher frei entfalten und recht tief in ihre Täler herabsteigen.

Die geologische Neuaufnahme der Lechtaler Alpen hat ergeben, daß die Muttekopfgletscher an der Nordseite bis gegen Boden, also etwa bis 1400 m herabreichten, an der Südseite gegen Imst bis unter 1200 m Höhe. Das Tieferreichen an der Südseite hängt hier nur mit den größeren Sammelräumen zusammen. Wir sehen also, wie auch Abb. 3 zeigt, daß bei Imst die Gletscher der Kalkalpen in der Schlußeiszeit ohne jede Gegenwirkung durch zentralalpines Eis des Ötztals oder des Engadins sich wenigstens um 1000 m unter den Hochstand der Würmvergletscherung frei herabbewegen konnten.

Mit diesem Befund stimmen auch viele andere hierhergehörige Angaben überein. Sehr deutlich sind diese Verhältnisse z. B. in dem allseitig frei aufragenden Kaisergebirge im Unterinntal entwickelt. Der Hochstand der Würmvergletscherung betrug hier über 1600 m, was auch wieder durch viele Funde von erratischen Blöcken festgelegt erscheint (Hohe Salve Erratika bis ca. 1800 m).

Es lag daher das Kaisergebirge größtenteils unter dem Eis des Inngletschers begraben. Dazu ist zu bedenken, daß die darüber aufragenden Teile fast nur aus steilwandigen Spitzen und scharfen Zackengraten bestanden, welche keine günstigen Ansatzstellen für eine ergiebige Eigenvergletscherung bieten konnten.

Es dürfte somit der Betrag der Eigenvergletscherung des Kaisergebirges zur Würmeiszeit nur ein sehr bescheidener gewesen sein. Ganz anders liegen hier jedoch die Verhältnisse bei der folgenden Schlußeiszeit. Wie ebenfalls wieder durch die Neuaufnahme erhellt wurde, stießen diesmal die von fremdem Eise ungehinderten Eigengletscher des Kaisergebirges nach allen Seiten kräftig bis in die tieferen Talräume herab vor. Einige Angaben und Profile werden dies gleich deutlich machen.

An der Südseite des Kaisergebirges treffen wir Enden von solchen Lokalgletschern, z. B. im hinteren Seebachgraben bei ca. 900 m, im Wegscheidgraben bei ca. 1050 m, unter dem Treffauer bei ca. 1000 m, im Wochenbrunner Graben bei ca. 1100 m, im Rettenbachgraben bei ca. 1200 m.

Abb. 4 zeigt die Verhältnisse im hinteren Seebachgraben östlich vom Hintersteiner See. Wir finden von unten nach oben über dem Grundgebirge zuerst horizontale, bunte, teilweise konglomerierte Schotter, darüber prächtige, stark bearbeitete Grundmoräne mit vielen zentralalpinen Geschieben. Dabei ist der größere

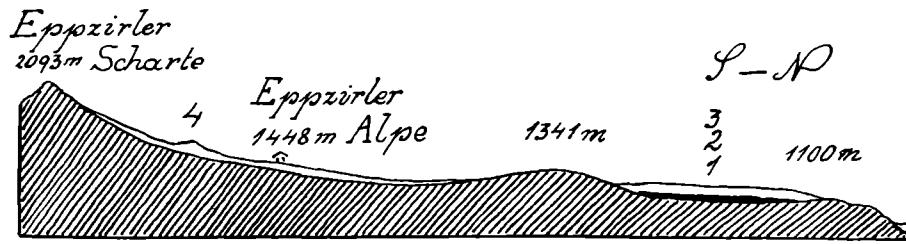


Abb. 1. Längsschnitt durch das Eppzirlerthal

- | | |
|-----------------------------------|--|
| 1 = (schraffiert) Grundgebirge, | 3 = Grundmoräne des Inntalgletschers, |
| 2 = feingeschlämmter harter Lehm, | 4 = Moränenwall eines Lokalgletschers. |

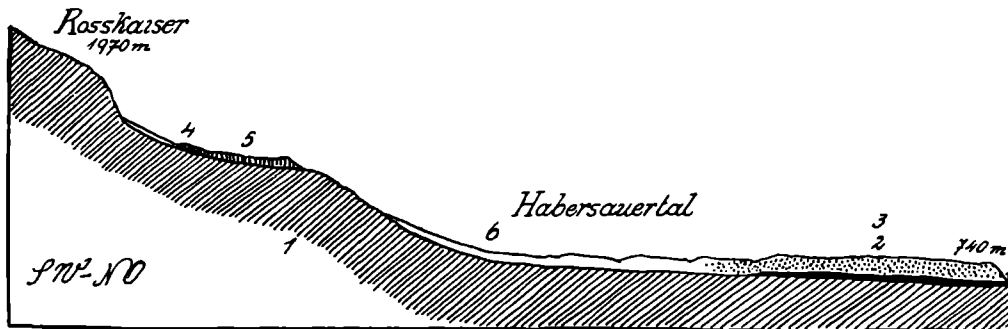


Abb. 2. Längsschnitt durch das Habersauertal

- | | |
|---------------------------------------|--|
| 1 = (schraffiert) Grundgebirge, | 4 = erratisches, kristallines Blockwerk, |
| 2 = großes Lehmlager, | 5 = Moränenwall eines Lokalgletschers, |
| 3 = Grundmoräne des Inntalgletschers, | 6 = Jüngere Hang- und Bachschuttkegel. |



Abb. 3. Querschnitt durch das Gurgltal bei Imst

- | | |
|--|--|
| 1 = Bänder tone — Sande — Schotter des Inn — Grundmoräne des Inntalgletschers, | 2 = Blockmoräne des Muttekopfgletschers, Grundgebirge = schraffiert. |
|--|--|

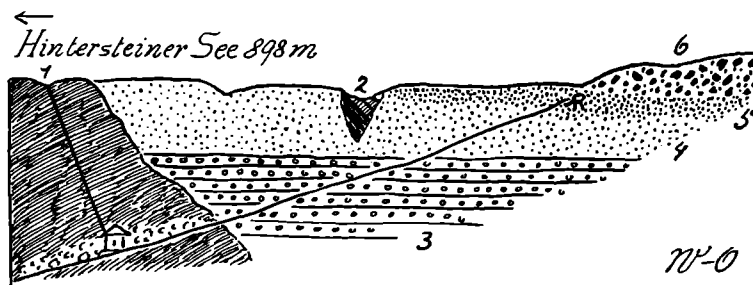


Abb. 4. Aufschlüsse im Seebachgraben oberhalb des Elektrizitätswerkes

- | | | |
|---|--|-------------------------------------|
| 1 = Triaskalk, | 4 = durch Buntsandstein rötlich gefärbte | } Grundmoräne des Inntalgletschers, |
| 2 = Raibler Sandsteine u. Mergel, | 5 = durch Untertriaskalke grau gefärbte | |
| 3 = bunte, teilweise konglomerierte Schotter, | 6 = schwach bearbeitete kalkalpine Grund- und Blockmoräne. | |

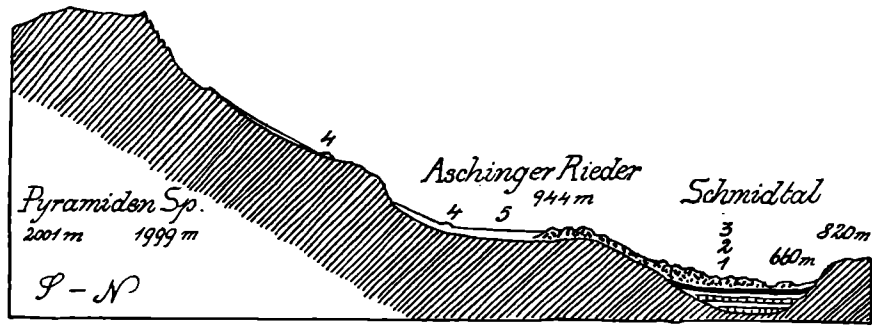


Abb. 5. Glazialprofil der Nordseite der Pyramiden Sp. (Kaiser-Gebirge)

- | | |
|--|--|
| 1 = teilweise konglomerierte Sande und Schotter des Inn, | 4 = Blockmoräne aus Triaskalk, |
| 2 = Grundmoräne des Inntalgletschers, | 5 = Aufschüttung hinter den Moränenwällen, |
| 3 = Blockmoräne aus Gehängebreccie, | Grundgebirge = schraffiert. |

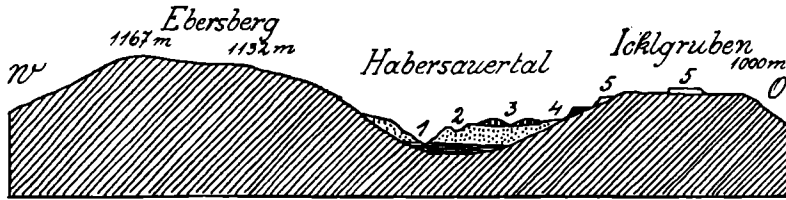


Abb. 6. Querschnitt durch das untere Habersauertal

- | | |
|--|--|
| 1 = Lehmlager, | 4 = Reste eines alten Konglomerates von Innschotter, |
| 2 = Grundmoräne des Inntalgletschers, | 5 = Reste von Gehängebreccie, |
| 3 = Blockmoräne eines Lokalgletschers, | Grundgebirge = schraffiert. |

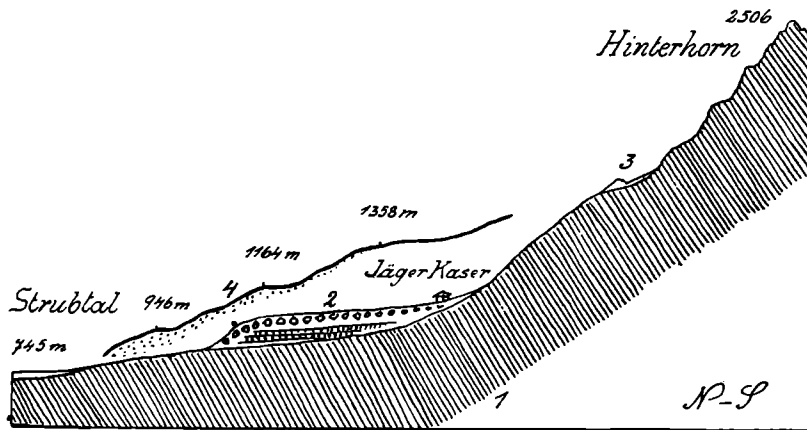


Abb. 7. Glazialprofil der Nordseite des Hinterhorns (Loferer Steinberge)

- | | |
|---|---|
| 1 = (schraffiert) Grundgebirge, | 3 = Moränenwall eines Lokalgletschers, |
| 2 = unten leicht verkittete lokale Bachschotter, darüber grobe Blockmoräne aus Dachsteinkalk, | 4 = auf den Seitenhängen des Tales haben sich ziemlich hoch hinauf erratische kristalline Geschiebe der letzten Großvergletscherung erhalten. |

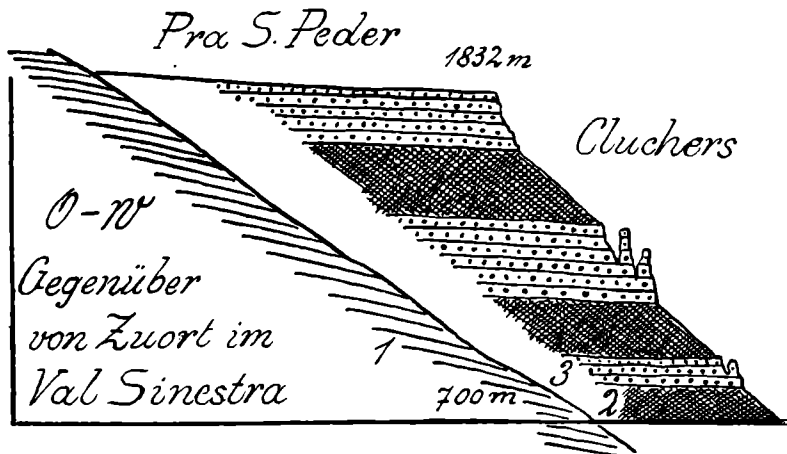


Abb. 8. Wechsellagerungen von Grundmoränen und Schottern

- | | | |
|----------------------------|------------------------------------|---------------------|
| 1 = graue Bündnerschiefer, | 2 = stark bearbeitete Grundmoräne, | 3 = bunte Schotter. |
|----------------------------|------------------------------------|---------------------|

untere Teil durch Aufnahme von viel Buntsandstein rötlich, der obere durch eine solche von schwarzen Kalken der Untertrias grau gefärbt. Darüber folgt dann hellgraue, schlecht bearbeitete, kalkalpine Grundmoräne und Blockmoräne.

An der Ostseite steigen die Moränenwälle zwischen Mauck- und Lärcheckalpe bis unter 800 m herab.

Zwischen Wildem und Zahmem Kaiser erstrecken sich die Lokalmoränen des Kaisertales bei Hinterbärenbach unterhalb von 800 m Höhe herab.

Von den großen Moränenmassen bei der Steinbergalpe scheint ein Teil aus der Würmeiszeit und vom Inn-gletscher zu stammen. Darüber aber liegen echte Lokalmoränen, die etwa bis 1100 m herabreichen.

An der Nordseite des Zahmen Kaisers steigen die Blockmoränen am Buchberg bis unter 700 m herab, wobei sie vielfach gut bearbeitete ältere Grundmoränen des Inn-gletschers überlagern.

Am tiefsten aber reicht eine Blockmoräne am Sattel von Durchholzen, nämlich bis 660 m herab. Abb. 5. Diese auffallende, vorwiegend aus Blöcken von Gehängebreccien bestehende Moräne ist in den „Alpen im Eiszeitalter“ von *Penck* noch als Bergschliff bezeichnet. Es sieht aber nur der unterste Teil einem Bergschliff ähnlich. Steigt man darüber empor, so schließen sich eine Reihe von Moränenwällen aus demselben Blockwerk enge um den tiefen Hohlraum der Aschinger Rieder — 944 m. Rechts und links davon sehen wir über berg-einfallenden Tertiärschichten die Gehängebreccien anstehen. Erst darüber steigt dann das Triasgebirge mit steilen Felswänden zur Pyramidenspitze — 1999 m — empor.

Die Blockmoränen dieses Pyramidengletschers lagern westlich von Durchholzen auf typischer Grundmoräne des Inntalgletschers. Diese selbst überdeckt hier die Terrassenschotter, welche aus dem Inntal in das Becken von Kössen hinüberziehen.

Die Endmoränen des großen Gletschers aus dem tiefen Winkelkar lagern südöstlich von Durchholzen bei ca. 700 m Höhe und jene des Habersauertales bei ca. 800 m. Sie sind am besten auf der Ostseite des Habersauertales erhalten. Hier liegen die Blockmassen unmittelbar auf der zu einer breiten Terrasse abgeschwemmten Grundmoräne des Inntalgletschers. Abb. 6.

Die hier erwähnten Moränen der Lokalgletscher bestehen entweder ausschließlich aus rein lokalen Schuttmassen oder sie enthalten erratische Geschiebe nur als Seltenheiten. Dies letztere kann nicht verwundern, wenn man im Auge behält, daß die Lokalgletscher ja oft weit über ein früher von fremdem Eise lange besetztes Gebiet sich vorbewegt haben.

Das beste Merkmal aber bleiben die ringförmigen Gestaltungen, welche oft noch recht gut erhalten und auf strengste den lokalen Gehängen und ihren Hohlformen angepaßt erscheinen.

Ein sehr verlässliches Unterscheidungsmerkmal ist endlich zwischen den Grundmoränen der Nah- und Fern-gletscher das sehr verschiedene Maß der Bearbeitung der Geschiebe und des dazugehörigen Schlammes. Hier wird man mit einiger Übung kaum sich weit verirren können.

Man erkennt aus diesen Angaben, welche sich leicht vermehren ließen, daß das Kaisergebirge ebenso wie der Muttekopf nach dem Rückzug der Würmvergletscherung noch einmal Schauplatz einer mächtigen Eigenvergletscherung war, welche diesmal durch keinen Fern-gletscher mehr bedrängt, sich frei talab ergießen konnte.

Im Herbst 1924 habe ich auch die Vergletscherungsspuren des Saalachgebietes kennen gelernt. Hier zeigen z. B. die Loferer Steinberge ungemein klar die gegenseitigen Beziehungen zwischen dem fremden und dem einheimischen Eise. Das Innere der Loferer und ebenso der Leoganger Steinberge ist vollständig frei von erratischen zentralalpiner Geschieben. Diese Gebirge waren offenbar in den Eiszeiten jeweils von genügend starken Eigengletschern besetzt.

Sonst waren diese Bergstöcke, z. B. in der Würmeiszeit, nicht nur von allen Seiten bis über 1600 m empor von fremdem Eise umwogt, sondern auch noch durch die tiefe Furche des Römersattels breit voneinander geschieden.

Nach dem Rückzug des zentralalpiner Eises trat auch hier nochmals eine selbständige Vergletscherung auf, bei welcher die Lokalgletscher der Loferer Steinberge sehr tief in die angrenzenden Täler herabstiegen.

Die Gletscher drangen dabei, z. B. an der Nordseite im Griesbachtal bis ca. 900 m, am Paß Strub bis ca. 800 m, im Loferer Hochtal bis 650 m, an der Ostseite im Kirchtal bis ca. 700 m, an der Südseite bei der Obwaller Alpe bis unter 1300 m, an der Westseite im Lastalptal bis ca. 1000 m und gegenüber von St. Adolari bis unter 1000 m vor.

Das ergibt gegenüber dem Hochstand der Würmeiszeit ein Tiefergreifen von mindestens 300—950 m.

Im Bereiche dieser Lokalgletscher tritt das zentralalpine Erratum vollständig zurück. Das Moränenmaterial besteht fast ausschließlich aus Dachsteinkalk und Hauptdolomit, wobei der erste hauptsächlich grobes Blockwerk, der zweite hauptsächlich feineren Schutt liefert. Stark bearbeitete Grundmoräne kommt dabei nicht vor.

Auf den breiteren unvergletscherten Bergrücken zwischen den Talfurchen konnte sich dagegen die ziemlich reiche Saat von zentralalpiner Geschieben, welche die Würmvergletscherung hinterlassen hat, ganz gut erhalten. So kommt eine Verteilung der erratischen Geschiebe heraus, von der Abb. 7 eine schematische Ansicht wiedergibt.

Wenn man sich nun fragt, wie es etwa zu erklären ist, daß bei der Würmvergletscherung das fremde Eis vor

dem einheimischen die kalkalpinen Täler zu erfüllen vermochte, bei der Schlußzeit hinwieder die einheimischen Gletscher allein dieselben Talfurchen besetzt hielten und kein fremdes Eis zur Mitwirkung kam, so könnte man vielleicht an eine veränderte Höhenstellung der Zentralalpen gegenüber den Kalkalpen denken. Nehmen z. B. zur Würmeiszeit die Zentralalpen eine überragende und die Kalkalpen eine dagegen stark gesenkte Lage ein, so wäre der Siegeszug des zentralalpinen Eises und die Unterwerfung des kalkalpinen ohne weiteres verständlich.

Erhielten dann später die Kalkalpen eine besondere Höhenstellung und die Zentralalpen eine Senkung, so wäre wieder die Vorherrschaft des kalkalpinen Eises bei gleichzeitiger Ohnmacht des zentralalpinen leicht verständlich.

Ob das heutige Höhenrangverhältnis von Kalkalpen-Zentralalpen mehr jenem der Würmeiszeit oder jenem der Schlußzeit entspricht, soll dabei nicht weiter untersucht werden.

Man wird nun vielleicht einwenden, daß für eine so weitgehende Folgerung die Beweise mit den immerhin nur seltenen Einschaltungen von Bändertonen doch zu ungenügend sind.

Es lassen sich aber diese gewiß nur zufälligen Beweismomente durch folgende allgemeine Überlegung wesentlich unterstützen.

Es sei ein großes breites Längstal gegeben, in dem sich ein Ferneisstrom bewegt. Wie verhält sich nun dieser Eisstrom gegenüber von schmalen und tiefen Seitentälern, welche ungefähr senkrecht zu seiner Bewegungsachse in das Haupttal münden?

Sind diese Seitentäler nicht von einheimischen Gletschern besetzt, so wird der vorüberziehende Eisstrom Eis und Schutt in den offenen Talraum hineinpresse und diesen bis zu seiner jeweiligen Standhöhe ausfüllen.

Der betreffende Seitenbach wird dabei je nach den Umständen entweder aufgestaut oder er vermag sich einen Abfluß unter dem Eise auszuschmelzen.

Je nach der Form und Enge dieser Seitentäler wird dabei Schutt und Eis wohl hinein, aber weit schwieriger oder gar nicht mehr herausgeschoben werden können. Auf solche Weise können hier gleichsam tote Winkel entstehen, in denen sich nach und nach große Massen von hereingeschleppter Grundmoräne ansammeln.

Das scheint in den Seitentälern der nördlichen Kalkalpen wirklich vielfach geschehen zu sein und ist also wohl ebenfalls ein Beweis dafür, daß das betreffende Seitental von keinem eigenen Gletscher besetzt war.

Die oft riesigen Massen von stark bearbeiteter Grundmoräne, welche häufig in kleinen winkligen Seitentälern aufgestapelt liegen, können durch diese Mechanik ungezwungen erklärt werden.

Ganz anders liegen aber die Verhältnisse, wenn die Seitentäler schon von eigenen Gletschern erfüllt waren,

bevor der Ferngletscher im Haupttal zur Vorrückung gelangte.

In diesem Falle wird es dem Ferneis nicht mehr möglich, in die schon eisgefüllten engen Seitentäler einzudringen. Das Eis des Ferngletschers hat dasselbe spezifische Gewicht und wohl auch keinen sehr verschiedenen Schuttgehalt wie dasjenige des Nahgletschers.

Das Entscheidende bleibt aber der Überdruck, unter welchem das Eis des viel steileren Seitentales gegenüber jenem des flacheren Haupttales an den Berührungsstellen meistens stehen muß.

Daher wird im allgemeinen ausgeschlossen sein, daß der Hauptgletscher einen schon daliegenden Seitengletscher aus einem engen, tiefen Bett herauszuheben und zu unterfahren vermag. Würde also z. B. bei der Würmvergletscherung die kalkalpine Vergletscherung vor dem Inngletscher die tieferen Seitentäler schon besetzt gehabt haben, so wäre es für den Inngletscher nicht möglich gewesen, diese zu verdrängen und seine Grundmoränen dort einzustopfen. Wir hätten im Gegenteil in den unteren Seitenschluchten das kalkalpine Moränenmaterial und am Talausgang darüber das zentralalpine zu erwarten.

Das stimmt keineswegs mit der Felderfahrung überein.

Es liegen im Gegenteil ganz allgemein die an zentralalpinem Material reichen und stark bearbeiteten Grundmoränen ganz in den Schluchten und erst höher oben treffen wir dann auf kalkalpine und schlechter bearbeitete Grundmoränen.

Dieses Verhältnis ist nur so zu deuten, daß eben der Inntalgletscher bei der Würmvergletscherung noch die kalkalpinen Täler eisfrei antraf und sie so von unten her mit seinem Schuttwerk anfüllen konnte.

Wir haben bisher mit Absicht vermieden, die Verhältnisse im Oberinntal oberhalb der Gegend von Imst mit in die Betrachtung einzubeziehen.

Wie ich schon im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1915 in den Beiträgen zur Glazialgeologie des Oberinntales näher begründet habe, stellen sich von Landeck aufwärts eigenartige Wechsellagerungen zwischen typischen Grundmoränen des Inngletschers und geschichteten Schottern ein, welche reichlich erratisches Material enthalten.

Solche Wechsellagerungen wurden aus der Gegend von Grins am Südabfall der Parseier Spitze zwischen 1300—1400 m Höhe, bei Fendels zwischen 1300—1500 m, endlich im Tal Sinestra zwischen 1700—1800 m bekannt gemacht.

Diese genannten und einige damit benachbarte Vorkommen finden sich auf einer Längsstrecke des Inntales von ca. 48 km Länge, wobei die heutige Talsteigung etwa ca. 300 m beträgt.

Die Höhenlage der Wechsellagerungen schwankt dabei von 1300—1800 m. Über die Entstehung der un-

gemein deutlich entwickelten Wechsellagerungen kann wohl kaum ein Zweifel sein.

Die Schotter können nur in einer eisfreien Zone aufgeschüttet worden sein. Ihr buntes Material stammt offenbar von der Umschwemmung von älteren Grundmoränenmassen und der Vermischung mit lokalen Tal-schottern her.

Als Beispiel für diese Wechsellagerung lege ich hier Abb. 8 vor.

Es stellt die sog. Cluchers bei Zuort im Tal Sinestra im Querschnitt dar. Die Wechsellagerung ist hier überaus deutlich und scharf vollzogen.

Es ist nun zu untersuchen, wie sich die hier aus dem unteren Inntal beschriebenen Verhältnisse mit jenen des oberen Inngebietes vereinigen lassen. Das freie Herabgreifen der Eigengletscher des Muttekopf bis unter 1200 m Höhe bei Imst ist mit einer Standhöhe eines gleichzeitigen Inngletschers bei Landeck in 1300—1400 m vereinbar.

Ein Eisefälle von 200—300 m auf eine Strecke von ca. 25 km wäre ja für ein Gletscherende gewiß nicht auffallend groß.

Sonstige Anzeichen für ein Gletscherende unterhalb von Imst sind nicht bekannt. Auf den Terrassen des Mieminger Plateaus lagern die ungestörten Moränen der Lokalgletscher schon nahe bei 900 m, nördlich von Telfs schon nahe bei 800 m. Nördlich von Innsbruck steigt der lokale Moränenschutt noch bis auf die Hungerburgterrasse herab.

An der Nordseite des Kaisergebirges aber reichen die Lokalgletscher bis unter 700 m nieder.

Bei dieser Zusammenstellung fällt gleich auf wie von Parseier Sp. (3038 m), Muttekopf (2777 m), Mieminger Hauptkamm (2759 m), Karwendel bei Innsbruck (2444 m), Kaisergebirge (Zahmer Kaiser, ca. 2000 m), die Höhen ostwärts ständig abnehmen und trotzdem die Endmoränen der Eigengletscher immer tiefer herabreichen. Es ist unbedingt das niedrige Kaisergebirge stärker vergletschert gewesen als z. B. die hohe Parseier-Sp.-Gruppe oder der Muttekopf.

Immerhin erscheint es nicht unmöglich, die hier geschilderten Verhältnisse der Eigengletscher in den Kalkalpen mit einem gleichzeitigen Inngletscher zu verbinden, welcher bei seiner Brandung an den nördlichen Kalkalpen bei Landeck noch Standhöhen von 1300—1400 m erreichte. Für diese Annahme spricht wohl die Tatsache, daß sich bisher unterhalb von Landeck keine derartigen Wechsellagerungen haben auffinden lassen.

Es ist aber auch nicht ausgeschlossen, daß diese Wechsellagerungen noch vom Rückzug der Würmvergletscherung abstammen.

Jedenfalls ist die hier geschilderte Sachlage so verschieden von der Darstellung in den „Alpen im Eiszeitalter“ von Penck und Brückner, daß es nötig ist, eine neue Beziehung dazu herzustellen.

Nach diesem Werke zog sich der Inngletscher nach Ablauf der Würmeiszeit zunächst im Inntal nur bis in die Gegend von Wörgl zurück und schüttete hier bei einem längeren Halt, dem sog. „Bühlstadium“, die Moränen der Häring und Angerberger Terrassen auf. Hierauf erfolgte ein neuerliches starkes Zurückweichen bis zu den Haltestellen des sog. „Gschnitzstadiums“ und endlich zu den bereits sehr hoch gelegenen des „Daunstadiums“. Wie schon der Name Rückzugsstadien hervorhebt, sollen alle diese Halte beim Schwinden der Würmvergletscherung sich abgespielt haben.

Daran wird auch wenig geändert, wenn man den einzelnen Stadien jeweils den Charakter von bescheidenen Vorstößen verleiht.

Vor bald 20 Jahren habe ich bei der geologischen Aufnahme des Unterinntales den Nachweis erbracht, daß auf den Terrassen von Häring und Angerberg nicht die Endmoränen eines Inngletschers lagern.

Es handelt sich hier nur um tiefer abgetragene Stücke der gewöhnlichen Inntalterrassen. Gschnitz- und Daunstadium sind dagegen sicherlich durch entsprechende Endmoränen vielfach deutlich bezeichnet.

Man kann nun fragen, ob die hier vorliegende Unstimmigkeit vielleicht so zu lösen ist, daß die in den Kalkalpen nachgewiesene starke und tiefgreifende Eigenvergletscherung nicht dem Bühlstadium, sondern dem Gschnitzstadium in den Zentralalpen zeitlich gleichkommt. Das würde dem Befunde entsprechen, daß die Eigenvergletscherung der Kalkalpen in keiner Weise mehr von einem zentralalpiner Inngletscher beeinflusst war, denn beim Gschnitzstadium blieben die Gletscher der Zentralalpen ja ganz auf ihre Heimatsgebiete beschränkt.

Es wäre also das Bühlstadium in den Kalkalpen mit dem Gschnitzstadium in den Zentralalpen wenigstens im Inngebiete zeitlich gleichgestellt. Nun sind aber die drei Stadien Bühl, Gschnitz, Daun gerade im Inngebiete zuerst aufgestellt, und zwar als ein zeitliches Nacheinander begründet worden.

Es verwirrt also, ein kalkalpines Bühlstadium einem zentralalpiner Gschnitzstadium gleichzustellen und so muß man den Begriff des Bühlstadiums fallen lassen und auch in den Kalkalpen nur von Gschnitz- und Daunstadium sprechen.

Es ist aber eine Frage von weiterer Bedeutung, ob man die offenkundige neue Vergletscherung, welche der Würmeiszeit nachfolgte, nicht doch mit einem eigenen Namen bezeichnen soll. Wenn man sich die ganz unzweideutigen Profile an der Südseite der Kalkalpen im Oberinntal (siehe Abbildungen in der Zeitschrift für Gletscherkunde, Berlin 1908, III. Band, Seite 115—118) vor Augen hält, so wird man zugeben, daß die Bezeichnung „Rückzugsstadien“ für diese Erscheinungen wohl nicht mehr zutreffend ist.

Welche lange Zeit und ungeheure Wärmemenge ist nötig, um in einem so großen Talraum einen Eisstrom von mehr als 1500 m Dicke zum Abschmelzen zu bringen.

Daß dabei die kleinen Lokalgletscher in der Nachbarschaft vollständig mitverschwinden mußten, liegt wohl auf der Hand.

Wenn man dann aber sieht, wie nach dem Abschmelzen so riesiger Eismassen sich neuerdings an der Sonnenseite der Kalkalpen Lokalgletscher entwickeln und bis auf die Inntalterrassen herabsteigen konnten, so wird man dies wohl richtiger als den Ausdruck einer neuen Vergletscherung auffassen können.

Diese Vergletscherung ist nur durch ruckweises Zurückweichen mit den auch heute noch vorhandenen Gletscherresten enge verbunden. So fasse ich also das Gschnitz-Daunstadium samt weiteren Stadien als Anzeichen einer letzten Vergletscherung zusammen, welche man vielleicht als „Schlußeiszeit“ bezeichnen kann.

Zusammenfassung: Es wird in dieser Arbeit gezeigt, daß bei der Würmvergletscherung der Innngletscher kalkalpine Täler bei seinem Vorrücken noch in eisfreiem

Zustand antraf und so dieselben mit seinen Eis- und Schuttmassen anfüllen konnte.

Nach dem Abschmelzen des Innngletschers kam es in den nördlichen Kalkalpen und auch in den Zentralalpen zu einer neuerlichen Vereisung. In den Kalkalpen konnten diesmal die einheimischen Gletscher durch fremdes Eis ungehindert tief in ihre Täler herabsteigen. Eine gleichzeitige Mitwirkung des Innngletschers ist nur bis in die Gegend von Landeck nachweisbar, kann aber auch hier möglicherweise noch zur Würmeiszeit gehören.

Als Erklärung für dieses merkwürdige Verhältnis wird angenommen, daß zur Würmeiszeit die Zentralalpen eine Hochstellung, die nördlichen Kalkalpen eine Tiefstellung einnahmen, in der Schlußeiszeit aber dieses Höhenverhältnis zugunsten der Kalkalpen verschoben war. Das Bühlstadium ist auszuschalten. Gschnitz-, Daun- und jüngere Stadien gehören als Stufenleiter der letzten Eiszeit an, für welche die Bezeichnung Schlußeiszeit vorgeschlagen wird. Eine Prüfung oder Übertragung dieser Ergebnisse auf andere Teile der Alpen ist erst noch durchzuführen.

Wien, Mai 1925.