

Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales.

Neue Folge.

(Mit 1 Karte und 5 Abbildungen im Text.)

Von **Fritz Machatschek**.

In den Sommern der Jahre 1933 und 34 bot sich mir Gelegenheit, meine Beobachtungen zur Talgeschichte des Oberinntales, über die ich an dieser Stelle berichtet habe (12), nach Osten fortzusetzen. Im folgenden bringe ich zunächst kurze Nachträge zu dem Talstück zwischen Landeck und Imst, um dann eingehender die Mieminger Hochfläche, endlich kurz das Gebiet um Seefeld und die Terrassenlandschaft von Telfs bis Völs, über die bereits neuere Darstellungen vorliegen, zu besprechen.

Aus dem Stanzertal zieht als Sockel der steil aufstrebenden Kalke und Dolomite der Parseierspitz-Gruppe die breite, über 1000 m hohe Felsterrasse von Grins und Stans gegen Landeck, aus Quarzphylliten aufgebaut, vom Eise rundhöckerartig modelliert und gelegentlich von diluvialen Schuttmassen überdeckt. Unmittelbar westlich von Pians an der Arlbergstraße und auch mehrfach östlich davon am Fahrweg nach Grins sind die auch kurz von Ampferer (5) erwähnten, ganz vorwiegend zentralalpinen Schotter und Sande aufgeschlossen, stets unverfestigt und schlecht sortiert, nicht mehr von Moräne bedeckt, also zweifellos post- oder spätglaziale Ablagerungen der Sanna und zu drei Terrassen in 850, 870 und 910 m Höhe mit insgesamt 70 m Mächtigkeit zerschnitten. Auch unterhalb von Stans ist das steil zur Sanna abfallende Gehänge mit diesen lockeren Schottern, meist von etwa 1 m mächtigem Gehängelehm und -Schutt überkrochen, bis etwa 900 m hinauf überkleidet, die hier eine junge Verschüttung des Tales von bereits fast 100 m Mächtigkeit anzeigen. Unterhalb von Stans bilden diese Schotter die Krönung der Felsterrasse in gleicher Höhe wie die oberste Teilterrasse bei Pians. Sie sind jedenfalls Stauschotter und hängen vielleicht mit dem Stausee im Inn- und Gurgltal bei Imst in 870 m Spiegelhöhe zusammen, den die 1933 von mir beschriebenen Delta-terrassen anzeigen.

In einem linken Seitengraben der Gasillschlucht nördlich von Grins trifft man in 1300—1400 m Höhe die von Ampferer (5) beschriebene

mehrfache Wechsellagerung von Grundmoräne und groben, etwas verkitteten gelblichen Schottern teilweise lokaler Herkunft, die durch wiederholtes Abschwemmen aus den Randmoränen des Inntalgletschers entstanden ist und von Ampferer auf Schwankungen des Eisrandes beim Rückzuge der letzten Vergletscherung zurückgeführt wird. Der durch einen Tobel und seine Verzweigungen in einer Mächtigkeit von fast 100 m aufgerissene Schuttkörper besteht aus mehr oder weniger schlecht geschichteter Moräne, manche Lagen sind grobes Blockwerk, manche verkittet und bilden schützende Decken über Pfeilern und Kulissen. Die Neigung der Schichten ist rund 15° mit dem Gehänge abwärts gerichtet. Von einer regelmäßigen Wechsellagerung ist eigentlich nichts zu sehen, das Ganze ist wohl mehr oder weniger umgeschwemmte Ufermoräne am kalkalpinen Eisrand.

Der oberhalb von Schönwies von rechts mündende Kronburger Bach ist in tiefer, ganz enger Klamm in den Dolomit eingeschnitten. Der sie überschreitende Weg nach dem Kronburgsattel erschließt jetzt durch Verbreiterungsarbeiten auf langer Strecke die Bedeckung des Gehänges: durchaus moränenartiges Material mit vereinzelt großen zentralalpinen Blöcken, nirgends Terrassensedimente bzw. Schotter, wie hier die geologische Karte Blatt Landeck angibt. Zwei etwa 20 m hohe, weithin sichtbare Entblößungen geben noch bessere Aufschlüsse: die westlichere zeigt in den oberen Partien schlechte, mit dem Gehänge fallende Schichtung, offenbar durch nachträgliche Umlagerung entstanden, die andere nur ungeschichtetes, lehmig-erdiges Material mit Blöcken und Geschieben der verschiedensten Größe und ganz überwiegend zentralalpiner Herkunft, aber doch auch vereinzelt gekritzten, kurz: typische Inntalgrundmoräne. Daneben kommt sofort der anstehende Dolomit zutage, der überhaupt in dem ganzen Gehängestück viel weitere Verbreitung hat, als die Karte erkennen läßt. Die Moräne bildet also nur eine recht dünne Überkleidung des steilen Felsgehänges, die zahlreichen Gräben bringen nur Dolomitschutt und vereinzelte zentralalpine Erratica herab; von einer 3–400 m mächtigen Verschüttung des Inntales durch Schotter, die die Moräne von Grist und Falterschein von etwa 1100 bis 750 m, d. i. fast bis zum Inn herab unterlagern sollen, ist nichts zu sehen.

Weiter unterhalb im Inntal mündet gegenüber Mils die Klamm des Markbaches (Risset-Tobel), die im untern Teil nur in den Dolomit eingesägt ist, im mittlern aber eine mächtige Folge diluvialer Schuttmassen erschließt. Nach Ampferer (5) liegen über dem Grundgebirge Reste einer Liegendmoräne, darüber in Wänden abbrechend mächtige grobe, gutgeschichtete Schotter von bunter Zusammensetzung, oben schräg abgeschnitten von sehr mächtiger, auffallend fester Hangendmoräne. An

der Westseite der Schlucht sollen vom Inntal bis über 1000 m nur Inn-schotter und -Sande hinaufreichen, so daß die interglaziale Verschüttung des Inntales auch wieder etwa 300 m betrage. Auch ein neuerlicher Besuch dieser Gegend konnte mich von der Richtigkeit dieser Auffassung nicht überzeugen. Eine scharfe Grenze der Schotter gegen die Hangendmoräne konnte ich nicht erkennen. Daß der Inn selbst in diesen Graben hineingeschüttet habe, während unterhalb davon die Schlucht von Schottern völlig frei ist, ist recht unwahrscheinlich. Ich halte daher die Schotter für eine Ablagerung von Schmelzwässern, verstärkt durch die des Seitenbaches, der aufschütten mußte, sobald mit dem Herannahen der Vergletscherung die Bedingungen zur Akkumulation gegeben waren. Sind die Schotter bei Pians ebenso wie die von Arzl eine Rückzugsbildung der letzten Vergletscherung, so gehören die des Markbaches der Vorstoßperiode an. Vor allem aber fehlen solche beiderseits der Schlucht. Ein gegen die Terrasse beim Hof Steinmauer und „im Loch“, also westlich der Schlucht durch den Wald herabführender Hohlweg schließt typische graue Grundmoräne mit großen zentralalpinen Blöcken und gekritzten Geschieben auf, wo nach der Karte die Schotter ausstreichen müßten. Ebenso ist östlich der Schlucht bei Spadegg und bis Imsterberg überall nur Grundmoräne die Bedeckung des terrassierten Gehänges. Von der Anlagerung einer mächtigen Schottermasse an das Felsgehänge, die von Moräne nur oben überdeckt ist, ist gewiß keine Rede.

Zu meinen Beobachtungen über die Imst-Tarrenzer Terrasse habe ich nichts Wesentliches hinzuzufügen. Es sei nur bemerkt, daß die sogenannte Imster Nagelfluh, die beiderseits des Ausganges der Rosengartenschlucht bis zur Bachsohle herab auftritt, am Kalvarienberg unmittelbar von Moräne, nicht von Schotter überlagert wird. Ausdrücklich aber muß ich nochmals die Ufermoränennatur des Starkenberger Rückens betonen, da Klebelsberg, wie er in einer Besprechung meiner Arbeit bemerkt (10), den Eindruck gewann, daß es sich um Erosionsformen aus Terrassensedimenten handle. Richtig ist nur, daß die Moräne gelegentlich auch in schottriger Fazies vorkommt, namentlich in der Kuppe C. 910 m südlich von Schloß Neustarkenberg; sie besteht hier aus kleinem und meist eckigem, schlecht geschichtetem Material lokaler Herkunft, das vielleicht von der Obermoräne abgespült wurde, aber doch auch undeutlich gekritzte Geschiebe enthält. In der Hauptmasse aber überwiegt die lehmige Fazies, in zahlreichen Aufschlüssen sowohl unmittelbar an der Straße Imst-Tarrenz, als auch am Wege von Oberimst nach dem Starkenberger See und bis hinauf zur Kammhöhe zu sehen, wo riesige Gneisblöcke neben kleinen, polierten und gekritzten Kalkgeschieben in mächtigen, graugelben, fettigen Lehm eingebettet sind; auch

am Weg von Starkenberg nach Griesegg treten zahlreich große Gneisblöcke in einer lehmig-schottrigen Masse auf. Dazu kommt die freistehende Wallform zwischen dem Gurgltal und der peripheren Talung mit dem Schloßweiher und das Auf- und Absteigen der Kammlinie, die bald scharf gesattelt ist, bald zu ebeneren Rückenflächen sich verbreitert. Wie angesichts solcher Tatsachen der Eindruck von Erosionsformen aus Terrassensedimenten entstehen kann, ist mir unerfindlich.

Die bei Nassereith mit einer fast 300 m hohen Stufe vom Gurgltal nach Osten abzweigende Talung verbreitert sich jenseits der Schwelle von Holzleithen (1126 m) zur Hochfläche von Mieming, die, durch den Achbergzug vom Inntal getrennt, bei Telfs sich mit diesem vereinigt (Abb. 1). Der Aufbau der Talung aus diluvialen Material ist bereits 1904 von Ampferer (1) ausführlich dargestellt und später auf der geologischen Spezialkarte Blatt Zirl-Nassereith festgelegt worden. Da aber die Ergebnisse meiner Beobachtungen namentlich im östlichen Abschnitt der Hochfläche von den genannten nicht unwesentlich abweichen, gebe ich sie doch für das ganze Gebiet in angemessener Kürze wieder.

Die aus dem Gurgltal und über die angelagerte junge Deltaterrasse von Dormitz (880 m) aufsteigenden unverfestigten Inntalschotter werden südlich der Strangbachschlucht in 1020 m Höhe zunächst von grauer, vorwiegend kalkalpiner Moräne überlagert, die erst höher oben auf der welligen Terrassenfläche von mehr zentralalpines Material führender ersetzt wird. Über die Moräne breitet sich dann gegen den Abfall des Simmering junger Schutt aus, dessen Verbreitungsgrenze schon die Änderung in der Zusammensetzung des Waldes (Föhren und Fichten gegenüber den lichten Lärchenbeständen auf Moränenboden) verrät. In der Senke zwischen Simmering und Grünberg verzeichnet die Karte ausgedehnte Rückzugs-Lokalmoräne, die auch auf die Hochfläche hinaustritt; aber man beachtet von etwa 1300 m abwärts zunächst vereinzelte große zentralalpine Blöcke, weiter unten schneidet der Weg nach Finsterfiecht vielfach mächtige Grundmoräne, oft in 10 m hohen Entblößungen an, in der die großen Erratica vorwiegend zentralalpiner Herkunft sind, während allerdings einige Aufschlüsse wieder mehr lehmig-kalkiges Material enthalten. Der anstehende Dolomit unterbricht mehrfach die Moränendecke. Links vom Bach ziehen mehrere scharfgratige, steil geböschte Wälle aus demselben Material herab, so daß sie nicht wohl Ufermoränen eines Lokalgletschers sein können; auch der Bach führt tiefer unten fast nur große zentralalpine Erratica. Übrigens hätten die geringen Höhen im Hintergrund dieses Tälchens auch kaum einen so großen selbständigen Lokalgletscher nach dem Schwinden des Inntaleises

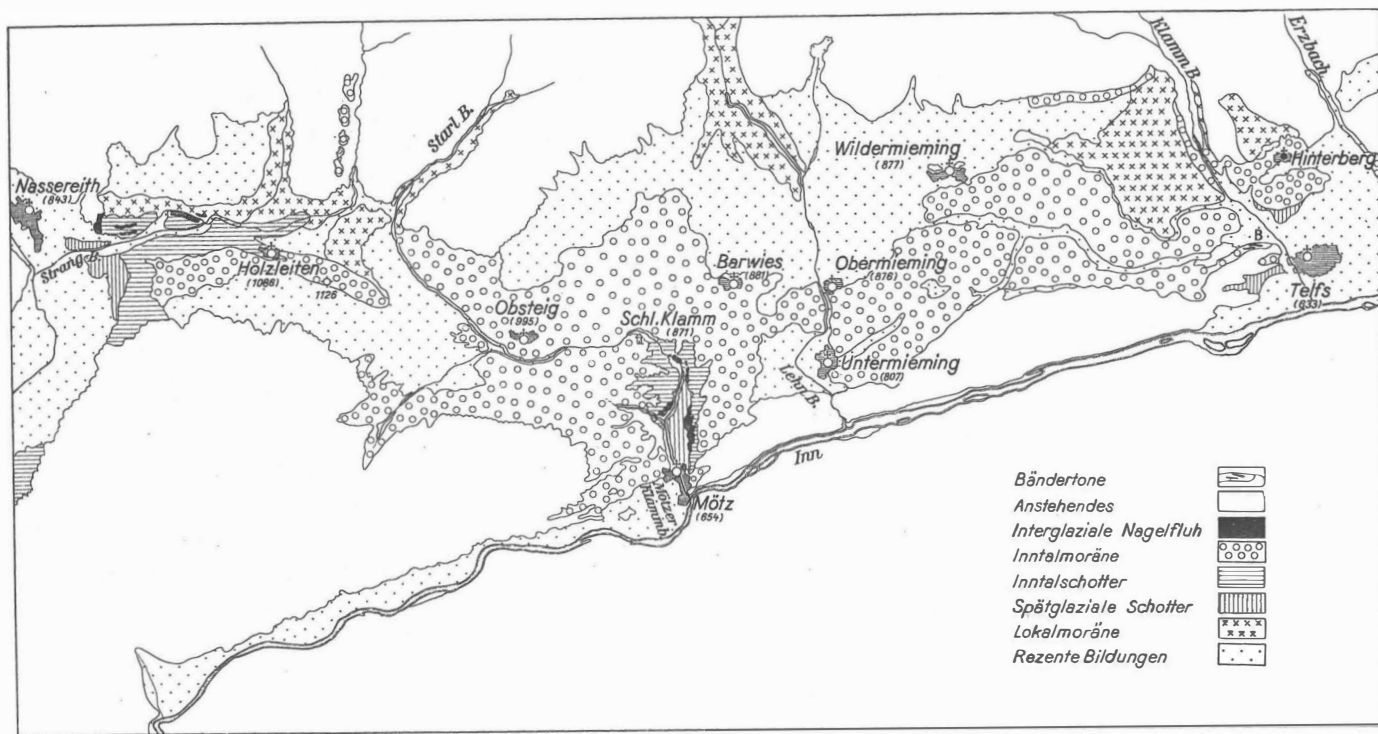


Abb. 1. Diluvialgeologische Übersichtskarte der Mieminger Hochfläche 1 : 100.000.

ernähren können. Besser könnte man von einer Vermischungszone angelagerter kalk- und zentralalpiner Moräne sprechen.

Nördlich vom Strangbach besteht die über 200 m hohe Terrasse im Kern aus Fels, darüber über einer dünnen Decke von Grundmoräne aus denselben mächtigen lockeren Schottern wie links vom Bach, die die Reste der interglazialen Nassereither Nagelfluh umhüllen und in dem nach Aschland hinaufführenden Graben in hohen Wänden aufgeschlossen sind, wie A m p f e r e r (1) ausführlich beschreibt. Über sie und eine spärliche Decke von hangender Grundmoräne breiten sich die Lokalmoränen aus der Wanneckgruppe oder sind in Furchen im Schotter eingelagert, doch ist ihre Ausdehnung geringer, als auf der Karte verzeichnet. Das von Holzleithen (1086 m) nach NO gegen Weißland ganz sanft und gleichmäßig ansteigende Gelände ist ein aus dieser Moräne herausgewaschener Schuttkegel und erst bei 1130 m erreicht man einen steilgeböschten, kuppigen, etwa 50 m hohen, fast geschlossenen Endmoränenwall, der wohl dem Gschnitzstadium angehört. Von Holzleithen bis nahe vor Oberstraß aber liegt der herrliche Lärchenwald, wie die vereinzelt herumliegenden großen zentralalpiner Blöcke verraten, wohl nicht auf Lokalmoräne, sondern bereits auf Inntaler Grundmoräne, die auch kurz östlich von Holzleithen gut aufgeschlossen ist.

Diese Grundmoräne setzt nun oberflächlich den weitaus größten Teil der rund 1000 m hohen Mieminger Hochfläche in einer Mächtigkeit bis zu mindestens 150 m zusammen, nur am Nordrande von rezenten Schuttmassen und Lokalmoräne überlagert. Prachtvoll entblößt ist sie u. a. im linken Steilufer des unterhalb von Obsteig ostwärts fließenden Sturlbaches, hier zumeist als vorwiegend kalkige, stark zusammengebackene Masse mit vereinzelt großen zentralalpiner Erratica. Südlich des Weilers Wald hat sie rein lokalen Charakter als ein fester, weißgrauer Lehm mit kleinen Geschieben, der zu scharfkantigen Wällen und Riedeln zerschnitten ist; erst höher hinauf werden die zentralalpiner Geschiebe etwas häufiger. Nördlich der Landstraße zwischen Obsteig und Barwies stülpt sich das Verbreitungsgebiet der Inntaler Moräne stark gegen N aus und wird dann durch den aufgelagerten riesigen Schuttkegel des Stettl- und des Lehnbaches eingeengt. Eigenartig sind die Oberflächenformen der Grundmoränenlandschaft, besonders in der Gegend um Obermieming. Mehrere ganz flach geböschte, drumlinähnliche Wälle streichen wechselständig und beiderseits auskeilend in der Richtung der Eisbewegung von W—O, zumeist von einzelnen Lärchen bestanden und getrennt durch seichte, oft sumpfige Mulden, in die bisweilen das gröbere kiesige Material eingeschwemmt ist; es sind das die ursprünglichen Aufschüttungsformen der Grundmoräne. Südlich der Straße zwischen Bar-

wies und Obermieming erhebt sich darüber der kleine Zirchbühel, überstreut von Dolomitbrocken der verschiedensten Größe, die offenbar von einem besonders starken Murausbruch des Lehnbaches herrühren. Die Grenze von Moräne und jungem Schutt ist nördlich der Straße wieder durch die verschiedenen Kulturen scharf gezeichnet. Über jene breiten sich Wiesen und Felder, auf diese ist kümmerlicher Föhrenwald beschränkt. Unsicherer ist die Grenze zwischen dem Schuttkegel und den aus dem Tal des Stettlbaches herausquellenden und von diesem umschütteten Lokalmoränen, die schon P e n c k (19) genau beschrieben hat. Deutliche Ufer- und Stirnwälle in unregelmäßiger Anordnung bilden sie von 960 m aufwärts, besonders schön im Hochbühleck (1081 m); sie reichen also, wohl wegen des größeren Einzugsgebietes ihres Gletschers, tiefer herab als die von Holzleithen-Weißland, gehören aber auch dem Gschnitzstadium bei einer Schneegrenze von etwa 2100 m an.

Der Sturl- oder Klambach durchschneidet in wilder, epigenetischer Schlucht mit hohen Fällen, nach S umbiegend, einen aus der diluvialen Umschüttung isoliert aufragenden Dolomitklotz, der das Schloß Klamm (871 m) trägt, und erschließt nun in seinem weiteren Laufe bis Mötz eine sehr wechselvolle Serie diluvialer Bildungen (Abb. 2). Von der

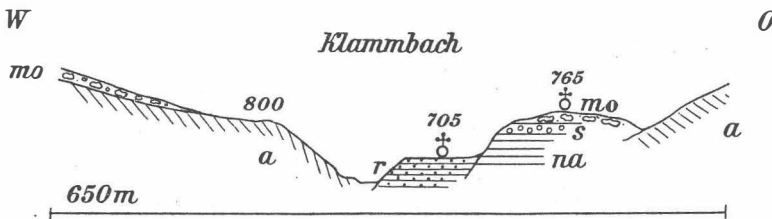


Abb. 2. Diluvialbildungen im Mötzer Tal. a Dolomit, na interglaziale Nagelfluh, s lockere Schotter, m Hangendmoräne, r spätglaziale Schotter.

Inntaler Moräne gelangt man in allen den zahlreichen Seitengraben zunächst in unverfestigte Schotter von ganz gleicher Beschaffenheit wie östlich Nassereith, mit starkem, oft weitaus überwiegendem zentralalpinem Anteil. Die Grenze gegen die immer sehr kalkhaltige Hangendmoräne ist zwar nur selten klar aufgeschlossen, aber sicher hat A m p f e r e r recht, daß die Moräne schräg über die Schotter herabsteigt. Im Maximum liegt die Grenze bei 820 m (A m p f e r e r gibt 870 m an, was gewiß zu viel ist) und ist meist durch eine kleine Terrasse markiert, die sich vom welligen Moränengelände darüber deutlich abhebt. Gegenüber Schloß Klamm am linken Bachufer bilden diese gelblichen Schotter etwa 80 m hohe untergrabene Wände, aus denen in den tieferen Schichten einzelne, zu mürbem Sandstein verfestigte Lagen leistenartig heraustreten. Weiter abwärts verbreitert sich das Tal und ist von zweifellos jüngeren Schottern

lokaler Herkunft (auf der Karte unter „rezente Schuttbildungen“ aus-
geschieden) etwa 40 m hoch aufgeschüttet, die eine breite Wiesenterrasse
(C. 705) im Talgrund und weiter aufwärts anschließende schmale
Leistenflächen bilden. Endlich sind, in das Tal eingelagert und minde-
stens bis zur Höhe dieser eben genannten Terrasse, weiter aufwärts bis
zum Bach herabreichend, Reste einer bisher unbekannt gebliebenen oder
nicht erkannten ältesten Verschüttung vorhanden in Form einer festen
löchrigen Nagelfluh, die beiderseits der Talsohle Wände mit überdachten
Auswitterungsnischen in einer aufgeschlossenen Mächtigkeit von 30 m
bildet. Das Material ist kleinkörnig, selten bis faustgroß, ganz über-
wiegend sind es schlecht gerundete Kalke und Dolomite, ganz spärlich
zentralalpine Gerölle, daher die starke Verfestigung, die sogar die des
an zentralalpinen Bestandteilen reicheren Imster Konglomerates über-
trifft. Harte Sandsteinlagen wechsellagern unregelmäßig mit der Nagel-
fluh, oft überwiegt überhaupt der Sandstein. Die Schichtung ist schwach
talauswärts nach S gerichtet. Zweifellos handelt es sich um eine lokale
interglaziale Bildung aus den Miemingern, um eine Talzuschüttung von
unbekannter Mächtigkeit, der eine Zeit der Talbildung bis zur heutigen
Tiefe, aber auch eine Vergletscherung des Inntales vorausgegangen sein
muß. Von den sie umhüllenden und überlagernden Schottern unter-
scheidet sie sowohl die Zusammensetzung als das kleinere Korn und
der viel höhere Grad der Verfestigung. Es sind also drei Aufschüttungs-
perioden im Mötzer Tal zu unterscheiden: eine lokale altinterglaziale,
eine junginterglaziale bis frühglaziale Inntaler Herkunft, der die letzte
Vergletscherung unmittelbar folgte, und eine spät- oder postglaziale, die
mit den jüngsten Schotterterrassen des Inntales in Verbindung steht.

Am rechten Ufer des Mötzer Tales, oberhalb der ehemaligen Zement-
fabrik, trennt der von W kommende Walder Graben von den auch hier,
im Eckhang zwischen ihm und dem Klammtal auftretenden Aufschlüssen
der alten Nagelfluh eine ganz isolierte Ablagerung, die mit keiner der
bisher beschriebenen zu verbinden ist. Über dem in der Grabensohle
anstehenden eisgeschliffenen Dolomit (680 m) liegt zunächst ein dünnes
Lager braungelber und lehmiger, steinfreier Grundmoräne, darüber, auf
etwa 50 m Länge wandartig aufgeschlossen, 10—12 m mächtige, sehr
feine Mehlsande mit einzelnen Kiesschnüren, die Schichtung ist hori-
zontal; in den untersten Lagen aber stoßen etwa 30° nach N fallende
grobkörnigere Lagen gegen ebensolche, aber S geneigte ab (Abb. 3).
Über den horizontalen Sanden folgt 4—5 m mächtige, schlecht geschichtete
Moräne mit einzelnen großen Granit- und anderen zentralalpiner Blöcken,
aber auch solchen der löchrigen Nagelfluh. Darüber kommt wieder das
Anstehende zutage, das auch weiter unterhalb im Mötzer Tal auf eine

längere Strecke das rechte Ufer bildet, um aber dann unter der zusammenhängenden Moränendecke zu verschwinden, die bis fast ins heutige Inntal herabzieht. Offenbar handelt es sich bei diesen Mehlsanden um eine ganz lokale Bildung, um die Ausfüllung einer kleinen Wasseransammlung am Eisrande, die dann vom Eise überschritten und von Moräne überdeckt wurde.

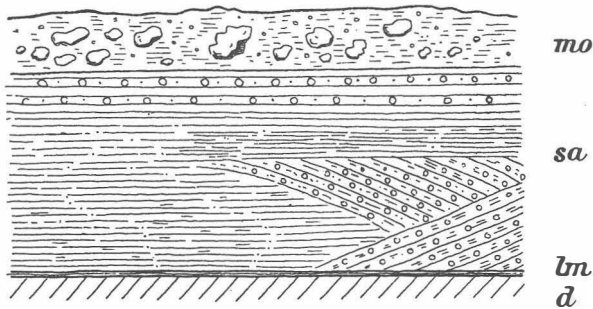


Abb. 3. Sandgrube bei der Zementfabrik oberhalb Mötzt. *d* Dolomit, *m* lehmige Grundmoräne, *sa* Sande, *mo* Hangendmoräne.

Die Ablagerungen des Klammtales sind bereits vor *Ampferer* 1902 von *Penck* (19) gewürdigt worden, doch vermag ich seine Beschreibung mit meinen Beobachtungen nicht in Einklang zu bringen. *Penck* erwähnt die niedrige junge Terrasse längs des Baches, die Polierung und Schrammung des Felsens, dann aber ein altes Delta, bestehend aus Bänken von Nagelfluh, die mit solchen eines lehmigen Sandsteins wechsellagere. Das Ganze falle unter dem natürlichen Böschungswinkel bei der Zementfabrik nordwärts, weiter talaufwärts unter dem Schloß Klamm, wie es scheint, südostwärts. Die Nagelfluh bestehe aus zentralalpiner Rollsteinen und eckigen Dolomitfragmenten. Das Liegende sei nicht erschlossen. Hinter der Zementfabrik steige die Nagelfluh bis 725 m an, unter dem Schloß Klamm erhebe sie sich bis 780 m. Das Hangende bilde die ausgebreitete Grundmoräne. *Penck*'s Nagelfluh ist offenbar identisch mit der von mir beschriebenen, aber ich konnte in ihr nur ganz schwaches S-Fallen erkennen; den Aufschluß mit den schräg gegeneinander geschichteten Sanden und Kiesen rechts vom Austritt des Walder Grabens scheint *Penck* nicht gesehen zu haben. Auch *Ampferer* (1) lehnt die Auffassung als Deltaschotter ab, da nur 6–8° Fallen gegen S bestehe und weiter südlich in gleicher Höhe horizontale Lagerung herrsche. Doch unterscheidet er die Nagelfluh nicht von den lockeren gelblichen Schottern, obwohl beide ganz verschiedener Zusammensetzung sind, und erwähnt nur einen Übergang von verkitteten Lagen in lose, was aber von den jüngeren Schottern und nicht von der Nagelfluh gilt. 1922 aber spricht *Penck* (17, S. 218) nur von nordwärts fallenden Sanden, mit grobem Gerölle wechsellagernd, als Ablagerung eines alten Deltas, die bis 745 m Höhe reichen, und erwähnt die Nagelfluh überhaupt nicht; diese Bemerkung scheint eher auf den von mir letztgenannten Aufschluß bei der Zementfabrik zu passen. Angesichts dieser Widersprüche muß ich bei der Deutung meiner Beobachtungen verharren und vermag jedenfalls ein Delta im Mötzer Tale nicht zu erkennen.

Westlich vom Mötzer Tale bildet der Dolomit eine deutliche Felsterrasse in über 800 m Höhe. Sie kehrt am linken Gehänge wieder in der kleinen, wohl künstlich vergrößerten Fläche, die das weithin sichtbare Wallfahrtskirchlein von Locherboden (814 m), 170 m über dem Inn, trägt und deren westlicher Abfall wieder von Moräne fast bis ins Mötzer Tal herab überkleidet ist.

Der Lehnbach tritt nach Durchschneidung der Moräne bei Unter-Mieming in die aus dieser ausgeräumten flachen und von jüngsten Schottern ausgefüllten Mulde mit dem ehemaligen Zeinersee und durchsägt dann mit großem Gefälle die hier bis auf unter 800 m herabgehende und zu einer Rundhöckerlandschaft modellierte, felsige Südumwallung der Mieminger Hochfläche. Östlich von Mieming und beiderseits des nach Telfs hinausführenden Trockentales, dem die Poststraße folgt, verzeichnet nun die geologische Karte in weiter Verbreitung Terrassensedimente, und ebenso erwähnt A m p f e r e r (1, S. 101), daß nunmehr nur spärliche Reste von Grundmoräne auftreten. Aber Formen und Bodenbeschaffenheit sind die gleichen wie in der früher beschriebenen Moränenlandschaft. Auf einem flachen drumlinartigen Wall, der sich z. T. schon an den Achbergzug anlehnt, liegt östlich von Unter-Mieming der Weiler Fiecht; in den üppigen Wiesen und Feldkulturen liegen überall große Gneisblöcke umher. Aber auch weiter östlich, wo geschlossener Wald herrscht, kehren das unruhig wellige, gelegentlich versumpfte und von Trockentälchen, offenbar Erzeugnissen der alten Schmelzwässer, zerschnittene Gelände und die großen zentralalpinen Blöcke wieder; nahe der Sohle des Fiechter Trockentales, östlich von C. 872 m, wurden im Weganschnitt prachtvoll gekritzte Kalkgeschiebe gefunden, in so tiefer Lage, daß auch Unterlagerung der Moräne durch Terrassensedimente mindestens an der Oberfläche nicht angenommen werden kann. Die Moräne scheint hier überall das in der Nähe zutage tretende Anstehende direkt zu überlagern, die Schotter des Mötzer Tales kehren gegen O nirgends mehr wieder. Östlich des Fiechter Trockentales vereinigen sich die flachen Moränenwälle und Kuppen zu einem einzigen Wall zwischen dem Straßental und einer peripheren Furche am Fuß des Achbergzuges und auch hier gibt es in der mehr schottrig ausgebildeten Moräne gekritzte Geschiebe. Der Achbergzug, der mit 1033 m in einer breiten, aber zweifellos vom Eise stark abgeschliffenen Rückenfläche gipfelt, löst sich westlich von Telfs, wie A m p f e r e r ausführlich beschreibt, fingerförmig in einzelne Felssporne und schließlich in eine von Moränenfetzen unterbrochene Rundhöcker- und Felswannenlandschaft auf, die unter die Inntalaufschüttung untertaucht. Das Straßental durchschneidet im sog. Mörderloch einen großen isolierten Rundhöcker in epigeneti-

schem Durchbruch. Östlich davon erschließen mehrere Sand- und Kiesgruben Bändertone, Mehlsande und darüber die bald grauweißlehmige, bald sandig-kiesige, bisweilen schräg geschichtete Moräne. Auch hier handelt es sich wohl um Eisrand- und Grundbildungen, Ausfüllungen kleiner Wannen und Furchen durch subglaziale oder oberflächliche Schmelzwässer, über die sich dann in rund 670 m Höhe die Moränen-decke breitet. Für diese Gegend gibt auch *Ampferers* Karte Moräne ohne scharfe Abgrenzung von seinen Terrassensedimenten, Mehlsande und Bändertone an. Doch können diese mit der Moräne innig verbundenen Bildungen nicht mit den mächtigen zentralalpinen Schottern weiter im *W* parallelisiert werden.

Dieselbe unruhig kuppige Landschaft herrscht auch nördlich der Straße und östlich von Wildermieming, wo die Karte wieder Terrassensedimente verzeichnet, während *Ampferer* (1, S. 102) unterhalb von Affenhausen Grundmoräne mit gelegentlich geschichteten Einlagen erwähnt. Aber auch hier verraten vereinzelt große zentralalpine Blöcke und das lehmige, bisweilen schottrige Material, das durch die neue Straßenverbreiterung gut aufgeschlossen ist, Inntaler Grundmoräne. Kurz vor dem Austritt des von Wildermieming nach *O* führenden gewundenen Trockentales „Pulet“ in das aus den Miemingern herabkommende Gießbachtal lagert über der Inntaler Moräne die weiße Lokalmoräne des Gießbach-Gletschers, die große Flächen bis zum Gebirgsfuß einnimmt und weiter aufwärts im sog. Alpel-Tal, auch hier über einem Sockel von Inntaler Moräne, hohe Entblösungen bildet (s. u.).

Jenseits des Gießbach-Tales und nordwestlich über Telfs erhebt sich der isolierte Hügelzug des Emat Bödele (788 m), nach der Karte und *Ampferers* Beschreibung größtenteils aus geschichteten Schottern und Sanden (Terrassensedimenten) bestehend; nur an seinem Westfuß, am Zugang zum Trockental von Hinterberg, das diesen Hügel im *N* begrenzt, ist auch ein kleines Vorkommen von Inntaler Moräne verzeichnet. Aber diese begleitet den Westfuß in weit größerer Ausdehnung, erscheint wieder gut aufgeschlossen im Sattel gegen das Hinterberger Tal in undeutlich geschichteter, sandig-kiesiger Fazies mit schlecht gekritzten Kalkgeschieben, aber auch überkopfgroßen zentralalpinen, dann in einer Kiesgrube am Nordfuß, in zwei Hohlwegen, die von dem Hügel nach *O* und *S* ausgehen, in lehmiger Ausbildung mit prächtig gekritzten Geschieben. Es überzieht also, wie auch die im Walde herumliegenden großen Blöcke lehren, die Grundmoräne den ganzen Hügelzug, der aber im Kern aus anstehendem Dolomit besteht. Dieser erscheint unter der Moräne der Westflanke, aber auch auf der breiten Rückenfläche unter der Waldbodendecke in kleinen gerundeten Buckeln, in Felsstufen und

künstlichen Abgrabungen; um Sturzblöcke kann es sich nicht handeln, da jede Ursprungsstätte fehlt. Im S aber ist dem Emat Bödele eine kleine, brettebene Schotterterrasse, 670 m hoch, 50 m über dem Inn, vorgelagert. Vermutlich entsprechen diese Schotter, die auch ein kleines Stück ins Gießbachtal hineinziehen, den postglazialen des Mötzer Tales.

Auch das nördliche Gehänge des Hinterberger Tälchens, dessen Sohle ganz junge Schotter auskleiden, besteht nach zahlreichen Aufschlüssen nicht aus Terrassensedimenten, sondern aus lehmiger, gemischter Moräne mit einzelnen großen Blöcken; so liegt hinter den Häusern von Hinterberg ein riesiger, künstlich zerspaltter Granitblock mit zerstörten Auswaschungsformen. Darüber folgen 3–5 m mächtige kalkalpine Moränenschotter und Sande, endlich kalkalpine Moräne, die aber nur eine dünne Decke über der welligen Fläche mit dem großen Hof Lehen (864 m) und dem Kirchlein St. Veit bildet (Abb. 4). Am Rande dieser Fläche gegen das Gießbachtal kommt der Dolomit als breiter Strei-

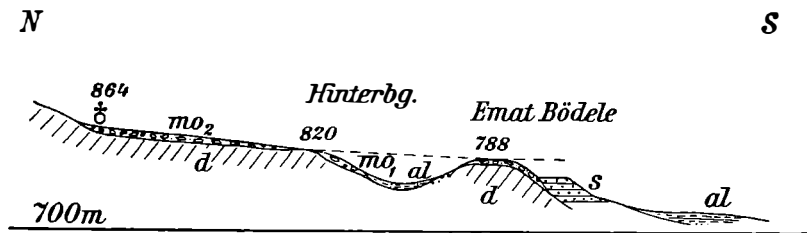


Abb. 4. Terrassen nördlich von Telfs. a Dolomit, mo_1 Inntaler Moräne, mo_2 Lokalmoräne, s jüngere Schotter, al Alluvium.

fen zutage und bildet über dem Abfall der Fläche gegen das Tal von Hinterberg eine blocküberstreute, vom Eis modellierte Felsterrasse, 820 m hoch, die sich über dieses Tal nach S in die Rückenfläche des Emat Bödele fortsetzen läßt. Das ist vermutlich das gleiche Felsterrassenniveau, das wir in über 800 m Höhe beiderseits von Mötz angetroffen haben.

Am Ausgang der Alpeltalklamm und oberhalb der Schlauchfabrik liegt nach A m p f e r e r im westlichen Gehänge über geschichteten Schottern zentralalpine Grundmoräne ohne scharfe Grenze und wechsellagert sogar eine Strecke weit mit diesen, indem sie geschichtete Lagen aufnimmt. Es fehlt also hier die sonst übliche und auch von A m p f e r e r stets betonte scharfe Trennung von Schottern und Moräne, so daß es sich wohl um zusammengehörige Bildungen, wie auch sonst im östlichen Abschnitt der Mieminger Hochfläche handelt. P e n c k (19, S. 327 und 15, S. 78) beschreibt eine Liegendmoräne unter vorwiegend kalkalpinen Schottern bei der Ortschaft Emat und in diesen war 1901 unfern der Abzweigung des Weges nach Hinterberg vom Talweg eine Partie deltaartig schräg geschichteter Schotter bei 760 m aufgeschlossen, woraus P e n c k 1922 (17) auf einen Seespie-

gel in dieser Höhe schloß; im wesentlichen aber liege horizontal geschichteter lokaler Bachschotter, überdeckt von Innschotter, zwischen liegender und hangender Moräne; darüber folgt auch hier die Lokalmoräne des Gießbachgletschers. Vermutlich aber bedeutet der sog. Deltaschotter nur eine örtliche Einlagerung in die hier hoch hinauf das östliche Gehänge bildenden Moränenschotter.

Östlich vom Emat Bödele breitet sich der riesige Schuttkegel des Erzbergbaches aus. Das breite Schotterbett hält sich hart am Ostrand des Kegels und darüber steigt steil das Gehänge des Birkenbergs auf, in den unteren Partien von diluvialen Bildungen bedeckt, die auf der Karte als Terrassensedimente zusammengefaßt sind, offenbar weil die von Ampferer (1) beschriebenen kleinen Moränenreste nicht ausgedehnter sein konnten. Ich gebe daher die Verhältnisse ausführlich nach meinen Beobachtungen wieder. An dem Fahrweg aus der Erzbergklamm nach Birkenberg zeigt der erste Aufschluß unten mehr lehmiges Material mit großen Blöcken und gekritzten Kalkgeschieben, darüber gut geschichtetes, vorwiegend kalkiges, das eine kleine Terrasse (760 m) bildet. Der von hier nach dem Fuß der Terrasse gegen SO herabführende Hohlweg schließt zuerst lehmige Grundmoräne mit schön gekritzten Geschieben, weiter unten geschichtete Mehlsande mit einzelnen größeren Blöcken auf. Die Kirche von Birkenberg (744 m) aber liegt auf einer etwa 100 m breiten, ganz ebenen und durch eine Abstufung gegliederten Wiesenterrasse; das Gehänge darüber ist wieder von Moräne bedeckt, die, wie auch die Karte darstellt, auch das rechte Gehänge des tief in die Rauchwacken der Raiblerschichten eingerissenen Kochentales überkleidet. Der Abfall der Birkenberger Terrasse aber entblößt in einer großen Plaike, etwa 30 m unter der Kirche, abermals typische lehmige Grundmoräne mit schön gekritzten Geschieben, die auch die starke Versumpfung am Fuße des Terrassenabfalles bedingt. Da nun die Terrassenfläche auf Schotter hinweist, so liegt vermutlich wieder ein Übergang von Moräne nach oben in Schotter von nur örtlicher Bedeutung oder eine wenig mächtige Einlagerung von Schottern zwischen Moränen vor. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse jenseits des Kochentales über dem Weiler Sagl, wo wieder am Fuße der kleinen, der Birkenberger entsprechenden Terrasse von Brand schottrig-lehmige Moräne mit etwas Schichtung, aber auch gekritzten Geschieben durch den Weg nach Bairbach ange schnitten wird.

Mit diesen Bildungen schließt die Reihe der hier zur Besprechung gelangenden diluvialen Ablagerungen am linken Inntalgehänge; weiter abwärts, wo der Fluß öfters hart an das nördliche Gehänge stößt und es untergräbt, sind diesem nur mehrfach größere Moränenreste bis 1200 m Höhe hinauf angeklebt. Zugleich vollzieht sich an der Querlinie Kochental—Oberleutasch auf eine Breite von 10 km eine bedeutsame

morphotektonische Wandlung in dem das Inntal im N abschließenden Gebirge. Die scharfgipflige Mieminger Kette endet gegen O mit der prachtvollen Berggestalt der Hohen Munde. Von ihrem rundlichen östlichen Vorgipfel (2435 m) senkt sich die Kammlinie gegen O recht steil zum breiten Rücken der Mooser Alm (1598 m), der noch ebenso wie die Hohe Munde selbst aus ungeschichtetem Wettersteinkalk besteht. Nach Ampferers Karte (6) verläuft eine Störung im Wettersteinkalk NNW—SSO vom Fuß der Felswände gegen Buchen, eine andere von hier nach ONO durch das sog. Katzenloch (1220 m), die Wettersteinkalk von Hauptdolomit trennt, aber orographisch kaum hervortritt. Östlich davon öffnet sich zwischen Mieminger- und Solstein-Kette das Mittelgebirgsgelände um Seefeld, in dem alle Höhen zwischen den sich durchkreuzenden Tälern sich ganz gleichmäßig um 1500 m halten (Hochmoos 1555 m, Brunschberg 1509 m, Gschwendkopf 1500 m, Simelberg 1506 m westlich der Seefelder Paßlinie, östlich der Kaltwasserücken mit breiten Verflachungen bei 1450—1620 m). Den östlichen Abschluß der Senke bildet der Zug der Seefelderspitze und Reitherspitze mit Höhen bis 2375 m, womit die Solstein-Kette einsetzt und bald zu gleichen Höhen ansteigt wie die Mieminger. Daß diese Senke keine Erosionsform ist, nicht etwa ein altes, nach N gerichtetes Inntal darstellt, wie früher öfters vermutet wurde, geht mit Sicherheit schon daraus hervor, daß sie ganz im stratigraphisch höhergestellten Hauptdolomit liegt, der sich hier erhalten hat und sich in der Reitherspitze wieder im Streichen heraushebt. In der Tat ist die Seefelder Senke bereits 1903 von Penck (15, S. 76) als ein Walmpaß bezeichnet worden. Angesichts der ungefähr gleichmäßig hohen, breiten Dolomitrücken gewinnt man die Vorstellung, daß hier die mittelmiozäne Raxlandschaft der Nordtiroler Kalkalpen, die in den Hochflächen des Simmering mit 1850—2000 m eine so prächtige Vertretung hat und vielleicht auch in den Rundformen der Hohen Munde angedeutet ist, um etwa 5—600 m eingebogen ist, um sich dann gegen O wieder zu ungefähr gleichen Höhen aufzuschwingen. Die Störung des Katzenlochs scheint anzudeuten, daß dieser bruchlosen Einmündung eine gleichsinnige Bruchphase vorausgegangen ist, die aber in ihren Wirkungen bereits nahezu verwischt ist. Auch gegen N hebt sich die Senke allmählich heraus zum zackigen Kamm der Arnspitzen (2197 m), deren Wettersteinkalke das an Raiblerschichten gebundene Kastental vom Hauptdolomit des breitrückigen Zunteregg (1691 m), wohl auch ein Stück der alten Landschaft, trennt, und spitzt sich zugleich zu (Abb. 5). Aber am Ostende des Arnspitzgrates liegen die ebenflächigen Kuppen des Blasigkopfes (2009 und 1956 m), am Westende die des Zwirchkopfes (1933 m) als Vertreter des alten Mittelreliefs, das

hier gleich Höhen erreicht wie im Simmering, aber auch wie die breiten Eckfluren im rechten Inntalgehänge, besonders schön beiderseits vom Sellraintal (Ranggerköpfl, Salfeins) ausgebildet, die auch J. L a d u r n e r (11) erwähnt und die zugleich die sehr alte Anlage des Inntales andeuten. Auch östlich des Drahnbaches, dem die Straße Seefeld—Scharnitz folgt, und bis zum Gleierschtal erreichen die breiten Rücken und flachen Kuppen der Hauptdolomitlandschaft nicht mehr als 1750 m und steigen gegen S auf 2000 m an; zwischen sie ist der Trog des Gießenbachtals eingesenkt.

Jüngere Flachformen sind im linken Inntalgehänge entwickelt. Auf einer flacheren und von Moräne bedeckten Gehängepartie liegt bei 1200 m Höhe die Rodungsinsel von Buchen unter der Hohen Munde. Eine breite Leiste, besonders deutlich am Austritt des hängend mündenden Wildmoostales, zieht in diesem Niveau nach OSO weiter, dann springt mit schönen, ebenen Flächen die Terrasse von Mösern vor (1205—1240 m),

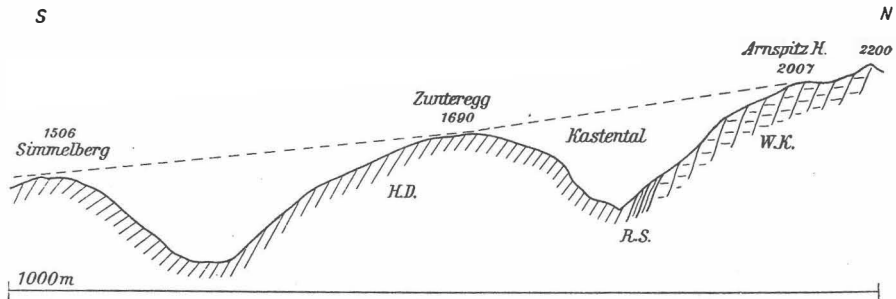


Abb. 5. Profil westlich der Seefelder Senke 1 : 80.000. HD Hauptdolomit, RS Raibler Schichten, WK Wettersteinkalk.

der weiter abwärts über Zirl kleinere Leisten bei 1150—1200 m entsprechen. Sie weisen auf eine Inntal-Sohle in über 1000 m hin. Auf schwach geneigter, dünn von Moräne bedeckter Fläche liegt Bairbach (850 bis 860 m), also in ungefährer Übereinstimmung mit den Terrassen von Mötz und St. Veit über Telfs. Das gleiche System kehrt wieder über dem Austritt der beiden Zirler Schluchten (Schloßberg- und Brunnenbergklamm) in 820—850 m Höhe, während die breite Terrasse von Hochzirl (1000 m) einem Zwischenniveau angehören dürfte.

Über die „Schwelle von Mösern“ ergoß sich ein Arm des Inngletschers mit etwa 1000 m Mächtigkeit nach N durch die Seefelder Senke ins Isargebiet. Die diluvialen Bildungen zwischen Seefeld und Mittenwald hat P e n c k (18) eingehend untersucht, wozu ich nichts Nennenswertes hinzuzufügen habe, zumal das Betreten bayrischen Gebietes in

den beiden letzten Sommern unmöglich war. Die präglazialen Täler in der Senke waren ungefähr auf das gleiche Niveau eingestellt wie das damalige Inntal und haben seither durch das Eis eine nicht unbedeutende Erosion, dann aber eine starke Zuschüttung erfahren, die des öfteren zur See- oder Moorbildung führte. (Eine ausführliche Beschreibung dieser Felsfurchen gab A m p f e r e r 1904.) Eine breite, teilweise vermoorte und einst seerfüllte Furche, durch einen Dolomitriegel unterbrochen, zieht in der Richtung der Eisbewegung nordöstlich von Mösern nach Seefeld. Die Paßfurche selbst ist bei Reith und Auland von mächtiger Moräne ausgekleidet, in der auch ihr höchster Punkt (1185 m) liegt, und enthält weiter nördlich den kleinen, rascher Verlandung entgegengehenden Wildsee, den der große Schuttkegel aus dem Hagelbachtal aufstaut. Auf einstige Wasserbedeckung weisen auch die „Seestadeln“ in der Aufschüttungsfläche des Drahnbachtals (1015 m) oberhalb der Schuttkegel aus dem Gießenbach- und Kastental. Von Moräne ausgekleidet, vermoort und von Rundhöckern durchsetzt ist die gleichfalls NO verlaufende Talung der Wildmoos-Alm, unweit welcher horizontal geschichtete Sande und Kiese mit gekritzten Kalkgeschieben eine Eisrandbildung darstellen. In mächtigen Moränen liegt die Wasserscheide zwischen Drahnbachtal und der Leutasch.

Aus dem hoch aufgeschütteten Drahnbachtal greift die junge Erosion gegen die Seefelder Paßregion zurück. Der kleine Seebach, der Abfluß des Wildsees, schneidet bald in den Dolomit ein, der überall unter der Moränendecke zutage tritt, und bildet beim „Loch“, innerhalb dieser 120 m hohen Gefällsstufe, einen etwa 25 m hohen Wasserfall über schwach S fallende Dolomitbänke. Weiterhin fließt er durch Inntalmoräne (nicht im Dolomit, wie die Karte angibt), die bis zur Talsohle herabreicht. Beim Elektrizitätswerk erscheint rechts vom Wege eine gut verfestigte, stellenweise vom Eis geschliffene Breccie aus kleinem dolomitischem Grus mit vielen eingeschlossenen zentralalpinen Geschieben und Schichtung mit dem Gehänge nach W. Sie begleitet das rechte Gehänge ein Stück weit, ist aber besonders am linken bis Lehenwald (1058 m) verbreitet, wo an einer Stelle gleichfalls nach W gerichtetes Einfallen zu beobachten ist; das linke Gehänge war also einmal ein rechtes, der Bach hat seinen Lauf verschoben. Da die Moräne stets der Breccie angelagert ist, darf diese wohl als interglazial gelten und ist vermutlich identisch mit den von P e n c k (17, S. 188) aus diesem Talstück erwähnten und gleichfalls als interglazial gedeuteten Schottern.

Kurz unterhalb des Elektrizitätswerkes zeigt ein kleiner Aufschluß unmittelbar über dem Bach sandig-kiesige Lagen mit einzelnen größeren zentralalpinen und gut gekritzten kalkalpinen Geschieben und mit gegeneinander gerichte-

ter Schichtung; an der Grenze beider Richtungen ist das gröbere Kiesmaterial angereichert (Abb. 6). Die Verhältnisse erinnern sehr an die in der großen Sandgrube oberhalb von Mötztal; es handelt sich wie dort um in einen Tümpel am Eisrand eingeschwemmtes Moränenmaterial. Inntaler Moräne bedeckt dann in großer Mächtigkeit das ganze wellige Gelände in dem Sporn zwischen Seebach und Klamm bach und reicht, wie erwähnt, in die Leutasch hinüber, aus deren unterem Talstück Penck (17, 18) wieder interglaziale Schotter zwischen Moränen gelagert beschrieben hat.

Das Gießenbachtal ist unterhalb der Vereinigung seiner Quellläste, des Wibmer- und des Eppzirlertales, die in ungeheuren Dolomitschuttmassen ersticken, eine Art langgestrecktes Polje, an dessen tiefster Stelle (1300 m) sich das Wasser zu einem Tümpel sammelt, um vor der stufenförmigen Vereinigung mit dem tiefer eingeschnittenen Karltal (1200 m) in Quellen herauszutreten. Hier beginnt die von Penck (17) beschriebene, durch über 2 km verfolgbare Verbauung durch Inntaler Grund-

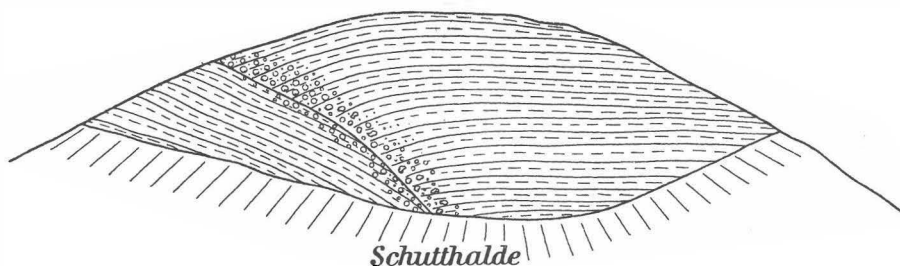


Abb. 6. Aufschluß in geschichteter Moräne im Seebachtal bei Seefeld.

moräne. Es ist meist zähe und feste, weißgraue Schlammoräne mit massenhaften großen zentralalpinen Blöcken, die sich im Bachbett ansammeln, mit Bändertonen wechsellagernd und bisweilen von Schottern unterlagert. Vor der Mündung des Reithertales, etwa 20 m links über dem Bach, sieht aus der Moräne löchrige Nagelfluh heraus, vielleicht der Rest einer interglazialen Verschüttung. Das Tal verengt sich zur Klamm und mündet mit einer 100 m hohen Stufe und ebenso hoch über dem Drahnbachtal ist eine kleine Felsterrasse (C. 1115 m) links über der Mündung. Die alte Straße folgt links von der heutigen Klamm und der Terrasse einem durch Moräne verstopften Einschnitt.

Den Abschluß der Seefelder Senke im N bildet die Scharnitzer Klause, die sie vom Mittenwalder Becken trennt. Stufenförmig mündet von rechts die Isar in die übertiefte Paßfurche, beiderseits der Mündungsklamm des Karwendelbaches von 150 m hohen Felsterrassen (Reut,

Brantlegg, 1100—1130 m) begleitet. In der Klause selbst, im steil süd-fallenden Wettersteinkalk, liegt zur Linken eine unterste kleine Gehänge-abstufung (Kalvarienberg, Malegg) bei 1020 m, 70 m über der Isar, dar-über die breite geneigte Terrasse des Kleinköpfls mit Wandabfall gegen das Tal, 1240—1340 m; ihnen entsprechen im rechten Gehänge, im Ab-fall der Brunnsteinspitze, kleine Nasen bei 1020 und 1300 m Höhe. Über die Altersstellung dieser Terrassen läßt sich z. Z. nichts Sicheres aus-sagen; nach der Zusammenstellung von Penck stellt die 1100-m-Ter-rasse im Isar- und Drahnbachtal den sog. präglazialen Talboden dar.

Das Hauptverbreitungsgebiet der viel umstrittenen Inntalterrasse liegt oberhalb Innsbruck rechts vom Inn, zwischen Pfaffenhofen und Völs, wo sie in die analogen Bildungen der Brennerfurche übergeht. Dies-es Terrassenstück ist z. T. schon von Blaas (7, 8) vorzüglich be-schrieben, dann in den einschlägigen Untersuchungen von Penck (19, 17) mehrfach berücksichtigt und kürzlich von Ladurner (11) in engem Anschluß an die Aufnahme von O. Ampferer (1, 6) sehr aus-führlich dargestellt und kartographisch festgelegt worden, so daß sich meine eigenen Beobachtungen auf die Begehungen einiger Profile be-schränken konnten. Ihre Ergebnisse weichen nur in wenigen, hier be-sonders hervorgehobenen Punkten von den genannten Darstellungen ab.

Als zusammenhängende Oberflächenform beginnt die Terrasse erst bei Flaurling. Aber schon über Pfaffenhofen sind den Phylliten mächtige Diluvialbildungen aufgelagert, auf Ampferers Karte als Terrassen-sedimente bezeichnet, und auch Ladurner vermochte hier eine Über-lagerung durch Hangendmoräne, wie sie sonst die Regel ist, nicht nach-zuweisen. Nun findet sich schon hinter dem Gasthaus Seiser, westlich Pfaffenhofen in 680 m Höhe, eine undeutlich geschichtete lehmigsandige Ablagerung mit Geschieben der verschiedensten Größe, auch solchen nicht lokaler Herkunft, wahrscheinlich umgelagerte Inntaler Grund-moräne. Auf dem Fahrweg zum Hof „Hölle“ zeigt ein offenbar ganz fri-scher, bisher nicht beschriebener Aufschluß in 790 m Höhe Sande und Kiese lokalen Ursprungs mit deutlicher Schichtung unter 20—25° nach N, also sicher eine Deltaablagerung. Die Schotterbedeckung reicht hier bis zur „Hölle“ (860 m) hinauf, doch läßt sich mangels guter Auf-schlüsse nicht genau feststellen, ob auch die Deltaschichtung bis zur Terrassenfläche hinaufgeht; eine kleine frische Sandgrube, etwa 10 m unter dem Hof, liefert allerdings auch wieder Kies mit schräger Schich-tung. Im linken Seitengehänge des zwischen der Ruine und dem Hof „Hölle“ eingerissenen Tobels gibt es Plaiken in lehmigem, verrutschtem Material, im Walde viele große Gneisblöcke. Vermutlich sind also die

Deltaschotter ganz von der Hangendmoräne überkleidet gewesen und daher nur im Hintergrund des Tobels gut aufgeschlossen.

Von Flaurling ostwärts bildet die gut entwickelte Hangendmoräne breite, wellige oder abgestufte Terrassenflächen in Höhen von 740 bis 860 m, zieht aber stellenweise auch tiefer herunter. Der von Stückelberg (850 m) gegen Hatting tief eingerissene Graben schließt in vorzüglicher Weise die Beziehungen zwischen Moräne und Schotter auf. Denn im linken Gehänge bei 780 m sind unmittelbar neben und unter unzweifelhafter Moräne sehr heterogener Zusammensetzung gut geschichtete, unverfestigte grobe Lokalschotter, Kiese und Sande zu sehen, die nun bis zum Bach herunterreichen. Die Grenze von Schotter und Moräne ist also deutlich zu ziehen, aber ohne daß eine Erosionsdiskordanz zu beobachten wäre; sie liegt hier übrigens wesentlich tiefer, als A m p f e r e r s Karte und auch L a d u r n e r angeben. Südlich von Hatting unterlagern Bändertone von 700 m an die Schotter.

Lehrreiche Aufschlüsse bietet weiter östlich das tief eingeschnittene Inzinger Talsystem. Am Austritt eines westlichen Seitengrabens auf den großen Inzinger Schuttkegel sind mehrfach gut geschichtete Innschotter von sehr bunter Zusammensetzung erschlossen. Sie nehmen aber nach oben mehr lokalen Charakter an, werden unregelmäßiger geschichtet und sind bei 810 m von grauer, lehmig-schottriger Moräne mit einzelnen großen Gneisblöcken überlagert, womit die Terrassenform und Wiesenbedeckung beginnt. Die aufgeschlossene Mächtigkeit der Schotter beträgt hier 240 m. Der Inzinger Bach selbst schneidet zwischen den breiten moränenbedeckten Terrassen von Hof und von Giggelberg-Eben (820 bis 900 m) tief ein und entblößt im linken Gehänge die Schotter in Wandabstürzen; die Moräne selbst ist nur wenig mächtig, überkleidet aber im nächsten Graben, dem Schindeltal, auch die tieferen Gehängepartien. Älter als die Schotter sind die Bändertone, die östlich von Inzing in zwei Ziegeleien ausgebeutet werden, etwa 40 m aufgeschlossen, mit 16° S-Fallen oder stark vom Eis verknetet (11). Bemerkenswert ist, daß die Bändertone zwar überall ungefähr dasselbe Niveau innehalten, aber kein durchlaufendes Schichtglied bilden; vielmehr sind die einzelnen Vorkommnisse voneinander durch horizontal geschichtete Schotter getrennt, die also die Bändertone gleichsam ersetzen.

Indem der Inn, durch den Schuttkegel des Zirlerbaches nach rechts gedrängt und vom alten Steilufer immer mehr abrückend, seine Windung verschärft hat, untergräbt er den Fuß der Terrasse und schafft den prächtigen Abbruch des Rangger Reißens, dessen Muren immer noch Straße und Eisenbahn bedrohen. B l a a s (7), P e n c k (19) und L a d u r n e r haben den Aufschluß übereinstimmend beschrieben. Die

untersten 60—70 m sind durch den eigenen Schutt völlig zugedeckt, darüber folgen 20° NW fallende Kiese und Sande bis 790 m, die als Deltaschotter einen Seespiegel in diesem Niveau anzeigen, dann 45 m mächtige horizontal geschichtete Schotter, Ablagerungen der Melach aus dem Sellraintal, endlich 2—3 m mächtige Hangendmoräne, die weiter westlich auch die große, nach S geneigte Terrasse von Ranggen (C. 849—835 m) überdeckt. Südlich von dieser Terrasse zieht westöstlich das Rettenbachtal auf den Schuttkegel der Melach hinaus. Sein linkes Seitengehänge bietet eine Reihe bisher nicht beachteter Aufschlüsse (Ladurner spricht nur von horizontal geschichteten Schottern) derselben Deltaschotter mit N-Fallen und bis zu einer Höhe von mindestens 745 m; in 780 m Höhe liegen die viel gröberen und schlechter sortierten Bachschotter schon sicher horizontal. Die Grenze zwischen beiden Formationen liegt also etwas tiefer als im Rangger Reißen. Die horizontalen Schotter reichen hier bis auf die Höhe der Terrasse von Itzeiranggen hinauf, die sich auch wieder von N nach S senkt (C. 836—800 m). Die Moränendecke ist auf den nördlichsten, höchsten Teil beschränkt, aber überhaupt in diesem ganzen Abschnitt nur von geringer Mächtigkeit.

Das Terrassenstück östlich des Sellraintales ist orographisch kompliziert gebaut. Zunächst folgt seinem Abfall gegen den Schuttkegel von Kematen eine 10 m hohe Saumterrasse, die aus diesem Abfall herausgeschnitten ist. Dieser besteht, wie mehrere neue Aufschlüsse am Weg von Kematen nach Wollbell zeigen, aus zirka 25° gegen N und O fallenden unverfestigten Deltaschottern (Ladurner nennt nur grobe, horizontal geschichtete Schotter) bis zu einer zweiten Terrassenfläche bei 690 m. Südlich von hier trifft man östlich vom Wege nach Wollbell bei 760 m eine auch von Ladurner beschriebene lehmige Moräne mit großen Blöcken und gekritzten Kalkgeschieben. Höher oben liegen wieder Sande und Kiese und dann bedeckt die Hangendmoräne die dritte Terrassenstufe (790—820 m), auf der Wollbell und Christeneben liegen. Auch bei der tieferen Moräne handelt es sich wohl um die Hangendmoräne, die den Terrassenabhang überkleidet, was auch Ladurner für das Wahrscheinlichste hält. Die nächst höhere Terrassenstufe, schon in der zusammenhängenden Moränenbedeckung gelegen, erreicht man bei 840 m; in sie ist das unterste Senderstal tief bis ins Anstehende eingeschnitten, wie auch die Melach bis zur Mündung des Senderstales in enger Felsschlucht fließt. Einen Abfall kehrt diese Stufe auch gegen die von Moräne ausgekleidete Trockentalung von Omes, die sich im Tal des Völserbaches fortsetzt. Dann beginnt die in großen flachen Wellen auf- und abwogende Grundmoränenlandschaft, die gegen das Gebirge auf über 900 m ansteigt. Die Moräne bildet aber hier doch nur die dünne

Decke einer breiten, glazial modellierten Felsterrasse, derselben, die im Innsbrucker Mittelgebirge mehrfach unverhüllt zutage tritt. Noch auf der Moräne, bzw. auf den sie überdeckenden Schuttkegeln liegen die großen Dörfer Axams und Birgitz, der östliche Teil von Götzens schon auf Gneis, der als Felsriegel auch im Tal des Axamer- oder Völserbaches erschlossen ist, wo er die Felswanne des Tals von Omes abschließt (1, 7, 11). Unterhalb von Axams begleitet eine niedrige Terrasse das Axamer Tal, die aus den ebenen Flächen hervorgeht, also aus der Moräne herausgeschnitten ist und nach abwärts an Höhe zunimmt. Am Austritt der kleinen Täler auf die Inntalterrasse sind Reste älterer Talsysteme erhalten, die gleichfalls schon L a d u r n e r erwähnt: rechts über der Axamer Klamm die Fläche von Adelhof (1300—1320 m), beiderseits der Schlucht des Götzener Grabens die des Beilerhofs und Götznerbergs (1060—1080 m), alle von Lokalmoräne bedeckt. Sie entsprechen wohl den Terrassen von Hochzirl, bzw. von Mösern im linken Inntalgehänge und verdanken ihre etwas größere Höhe der weiteren Entfernung vom Haupttal.

Die Beziehungen der Hangendmoräne zu den sie unterlagernden Schottern ergeben sich nochmals deutlich längs der Straße von Götzens nach Völs. Gleich unterhalb Götzens ist noch typische Moräne etwa 10 m hoch aufgeschlossen, mit schön gekritzten Geschieben (Kalke, Serpentine) und Ansätzen zu Schichtung. Unmittelbar daneben zeigt eine 12 m hohe Schotterwand schon deutlichere Schichtung, noch schlecht gerundete Gerölle bei starker lokaler Beimischung, aber keine gekritzten, und dann folgen in beiden Gehängen des Völsertales und an der Straße zahlreiche Entblößungen gut geschichteter, meist grober Schotter mit ganz schwachem Einfallen mit dem Tale nach NO. Es geht also hier die Moräne deutlich aus dem Schotter hervor. Aber von etwa 730 m an zeigen mehrere kleine Aufschlüsse an der Straße wieder etwa 25° N—NO fallende, mehr kiesige Deltaschotter. Die Grenze gegen die normalen Flußschotter liegt also sicher tiefer als im Rangger Reißen, zwischen 730 und 760 m. Aber im Abfall des Blasiusbergl gegen Dorf Völs folgen, wie L a d u r n e r beschreibt, über Mehlsanden an der Basis der Terrasse feine Schotter mit horizontaler Schichtung, darüber von 640—660 m Bändertone, dann neuerlich feine Schotter und endlich bei 670 m wieder Mehlsande, also lakustre Sedimente in verschiedenen Niveaus. Ein frischer Aufschluß (600 m) am alten Seeweg gegenüber dem Bahnhof Völs zeigt 20° N fallende feine Kiese und Sande und endlich liegt westlich davon unweit Afling am Fuß der Terrasse ein schon von P e n c k (19) erwähntes Lager von Bändertonen, das 30 m über den Inn hinaufreicht und nach oben in Sande und Schotter übergeht (11).

Überblicken wir nun die Ergebnisse dieser Beobachtungen im Zusammenhang mit den in meiner früheren Studie niedergelegten, so ergibt sich zunächst Übereinstimmung bezüglich der älteren Geschichte des Inntales. Unter den Resten des frühmittelmiozänen Flachreliefs, die bereits dem heutigen Inntal folgen, erscheinen, abgesehen von kleineren höheren Verflachungen, die sich nicht zu Systemen verbinden lassen, die Hangstücke dreier jüngerer Tallagen: in 1200—1300 m (Buchen, Mösern, Adelhof), in 1000—1100 m (Hochzirl, Götznerberg) und in 800—900 m (Locherboden, Lehen über Telfs, Bairbach über Zirl, Axams-Götzens). Sie können mit den drei Terrassengruppen parallelisiert werden, die ober- und unterhalb von Landeck und bei Imst unterschieden wurden. Zur Altersfrage läßt sich zunächst feststellen, daß die unterste Felsterrasse älter sein muß als die ihr angelagerten Schotter der sog. Inntal-terrasse, aber auch älter als die Reste der Nagelfluh des Klammtales oberhalb von Mötztal, die gerade so wie die ähnlichen Bildungen bei Imst und Nassereith in ein bis mindestens zur heutigen Tiefe eingeschnittenes Tal eingelagert ist. Das stimmt mit dem Befund im obern Silltal überein, wo nach W. Heissel (9) das Matreier Konglomerat der M-R-Interglazialzeit an der heutigen Talsohle liegt. Diese unterste Felsterrasse in der Umgebung von Innsbruck ist seit Penck (19, S. 292) mehrfach als der vom Eise modellierte und abgeschliffene sog. präglaziale Talboden bezeichnet worden, der an der Mündung des Ötztals in etwa 1100 m zu suchen und weiter abwärts, zwischen Stams und Telfs, durch die allerdings stark niedergeschliffene Fläche des Achberges (1033 m) repräsentiert sei. Das würde für die 45 km lange Strecke Ötztal—Innsbruck ein Gefälle von $6\text{--}7\text{‰}$ ergeben, während das des heutigen Flusses nur etwas über 2‰ beträgt. Es erscheint mir daher wahrscheinlicher, die Felsflächen oberhalb von Innsbruck in rund 900 m im Alter herabzurücken und sie mit den ungefähr gleich hohen Terrassenstücken weiter aufwärts zu verbinden, während der präglaziale Talboden im höheren Niveau zu suchen wäre. Vielleicht repräsentiert diese unterste Felsterrasse ähnlich der Rifenal-Terrasse unterhalb Landeck die Trogschulter der Mindeleiszeit, die nächst höhere (1000—1100 m) die der Günzeiszeit und erst die rund 1200 m hohe Terrasse, bei Mösern 600 m über dem Inn, jenen Talboden, der vor der neuerlichen Tiefenerosion zu Beginn des Eiszeitalters durch Seitenerosion geschaffen wurde. Daß dies von dem gleichfalls bis über 1200 m ansteigenden Felssockel des Imster Mittelgebirges gilt, ist übrigens schon von J. Müller (13) ausgesprochen worden, der die Altersgleichheit dieser Terrasse mit den Trogschultern des Lechgebietes betonte. Es wird aber noch weiterer Studien bedürfen, um die einzelnen Rudimente dieser vor- und innereiszeitlichen

Tallagen miteinander in Verbindung bringen und auch durch das Unterinntal hinaus verfolgen zu können.

Auch über die Gefällsentwicklung der drei Terrassen läßt sich Sicheres derzeit nicht aussagen. Es handelt sich ja bei ihnen um in verschiedenen großem Abstand von dem damaligen Talboden unterschrittene flache Hangstücke eines breiten Sohlentales. Die unterste Felsterrasse hält sich auf der ganzen Strecke von Landeck bis Innsbruck in ungefähr gleicher Höhe, scheint aber doch von der Gegend von Landeck (zirka 930 m) bis gegen Telfs (790 m) abzusinken, um dann gegen Innsbruck zu wieder anzusteigen (Götzens 870 m). Aber auch ihre einzelnen Teilstücke liegen verschieden weit von der Talmitte entfernt, so daß die Rekonstruktion der alten Talsohle unsicher ist, und dazu kommt als sehr wichtiges Moment, daß sie in sehr verschiedenem Maße vom Eise abgeschliffen sein können, im Dolomit der Telfs-Zirler Gegend vermutlich stärker als im Gneis des rechten Gehänges der unteren Talstrecke. Es erscheint daher gewagt, die tatsächlichen Höhenunterschiede dieser Terrasse auf nachträgliche Deformationen durch Krustenbewegungen zurückzuführen. Will man dies trotzdem tun, so müßte man eine sehr flache Einbiegung im Streichen des Gebirges mit dem Muldentiefsten in der Gegend von Telfs annehmen.

Der Ausbildung der untersten Felsterrasse muß, wie schon oben bemerkt, eine sehr ansehnliche Erosion bis mindestens zur heutigen Talteufe gefolgt sein, eine Erscheinung, die schon 1914 Ampferer (4) anlässlich der Deutung der Höttinger Breccie betonte und die mit den im Schweizer Alpenvorland, aber auch in manchen Ostalpentälern beobachteten Verhältnissen im Einklang steht. Ihr folgte eine beträchtliche Talverschüttung, für die nunmehr die Mötzer Nagelfluh ein weiteres Beweisstück liefert. Sie gehört mit den ähnlichen Bildungen des Imster und Nassereither, des Salvesen- und Matreier Konglomerats nach ihrer stratigraphischen Stellung und ihrem Verfestigungszustand auch noch der M-R-Interglazialzeit an. Die Ursachen dieser Talverschüttung sind uns unbekannt und vielleicht dieselben wie bei der jüngeren (R-W), über die wir weiter unten sprechen wollen.

Einwandfreie Reste einer Liegendmoräne, der R-Eiszeit zugehörig, konnten im Beobachtungsgebiet nicht festgestellt werden. Die unter der Hangendmoräne auftretenden unverfestigten Schotter haben nach meinen Beobachtungen links des Inn wesentlich geringere Verbreitung, als bisher angenommen und dargestellt wurde. Sie finden sich hier in größeren Massen nur zwischen Nassereith und Holzleithen, in etwa 150—180 m Mächtigkeit aufgeschlossen und bis über 1000 m hinaufreichend, und im Mötzer Klammthal, etwa 100 m mächtig und bei höchstens 820 m von der

Hangendmoräne überlagert. Oberhalb von Imst fehlen sie im Haupttal; aber auch in der Mieminger Hochfläche sind sie östlich von Barwies zum mindesten nicht erschlossen. Was die geologische Karte hier als Terrassensedimente verzeichnet, erwies sich entweder als Moräne in bisweilen schottriger Fazies oder als wenig mächtige, mit Moräne in unmittelbarer Verbindung stehende, schlecht geschichtete Bildungen. Die Herkunft der Schotter weist stets auf die Zentralalpen hin, während die Moräne darüber meistens einen starken kalkalpinen Anteil besitzt. Das gilt zunächst von der Gegend von Holzleithen, so daß schon aus diesem Grunde von einer Verzahnung von Schotter und Moräne, wie Penck noch 1922 meinte (17), nicht die Rede sein kann. Da aber andererseits diese Schotter nicht vom Inn selbst abgelagert worden sein können (der ja entgegen der landläufigen Annahme niemals durch die Mieminger Talung floß), so kommen angesichts des sehr hohen Anteiles zentralalpiner Geschiebe an diesen Schottern für diese nur die Schmelzwasser des durch das Gurgltal vordringenden Armes des Inngletschers in Betracht. Ich glaube daher nach wie vor, daß es sich bei diesen Schottern um eine Staubildung handelt, die zu einer Zeit abgelagert wurde, als im Gurgltal bereits der Inngletscher lag, und dann vom Eise und seiner Moräne überdeckt wurde, wobei vielfach das kalkalpine Eis früher da war als das zentralalpine. Ob diese Schotter unter der Moräne mit denen des Klammtales zusammenhängen, ist mangels tieferer Einschnitte in der Zwischenstrecke nicht zu entscheiden; der große Höhenunterschied der oberen Grenze beider Komplexe spricht eher dagegen. Auch die Mötzer Schotter zeigen in ihrer Zusammensetzung den Gegensatz zu der sie überdeckenden Moräne, die, wie Ampferer (1) betont, die Schotter schräg abschneidet, so daß die Grenze im allgemeinen gegen O und S absinkt. Da vermutlich bei Mötz Eis aus dem Inntale schräg gegen die Mieminger Talung emporgepreßt wurde (1, S. 100), so handelt es sich bei den Mötzer Schottern wahrscheinlich auch nur um eine lokale Stauablagerung, um eine Schmelzwasserbildung, in beiden Fällen also um frühglaziale Ablagerungen, die vom vordringenden Eise erodiert, abgeschrägt wurden. Die Annahme einer zwischen beide Komplexe eingeschalteten fluvialen Erosionsperiode ist in beiden Fällen meines Erachtens zum mindesten nicht erforderlich.

Der andere große Schotterkomplex gehört den Terrassensedimenten der eigentlichen Inntalerrasse rechts des Inn an. Wie schon Ampferer (2, 3) ausführte, handelt es sich in dem hier in Rede stehenden Terrassenstück wie auch sonst im Inntal um die Schichtfolge: Bändertone und Mehlsande, Schotter, Hangendmoräne. Die Bändertone der Basis bilden aber keinen durchlaufenden Horizont, wenn sie auch un-

gefähr in gleichem Niveau über der Inntalsole liegen, sondern beschränken sich im Beobachtungsgebiet auf die Vorkommnisse bei Hatting, Inzing und Afling, zwischen denen Schotter und Sande gleichfalls unmittelbar von der Talsole aufsteigen. Dieses Verhältnis, das nach Penck (16) auch bei Innsbruck wiederkehrt, kann am besten so erklärt werden, daß die Bändertone in mehreren toten Winkeln neben dem aufschüttenden Fluß abgelagert wurden, wofür namentlich das nach S gerichtete Einfallen der Seetone bei Inzing spricht. In einem wesentlich jüngeren und höher gelegenen See sind die Bändertone des Blasiusbergl's abgelagert worden und in ganz verschiedenen Höhenlagen, also auch verschiedenen Seeständen zugehörig, treten die Mehlsande auf.

Wichtiger als diese immerhin mehr lokalen Bildungen sind die Deltaablagerungen, deren Bedeutung für die Erkenntnis der diluvialen Talgeschichte erst Penck (17) betont hat. Aus dem einschlägigen Gebiet kommen nach ihm in Betracht: das Melachdelta am Rangger Reiben mit einer Seespiegelhöhe in 790 m, ferner eine kleine Partie schräg geschichteter Schotter im Gießbachgraben bei Telfs (760 m) und ähnliche Bildungen am Mötzer Klambach, ein altes Delta bis 745 m anzeigend. Aus dem weiter abwärts folgenden Talstück nennt Penck die Vorkommnisse bei der Weiherburg über Innsbruck (Spiegelhöhe 700 m), an der Brennerstraße 750 m, am Vomperbach 680 m, bei Jenbach 650 m und schließt daraus auf eine nachträgliche Deformierung des alten Seespiegels im Inntal in Form einer sanften Aufwölbung mit dem Scheitel etwa bei Zirl. Dieser Annahme ist entgegenzuhalten, daß das Vorkommen oberhalb Mötz, wie oben ausgeführt wurde, eine Deutung als Deltaablagerung in einen Inntalsee nicht zuläßt; von den Schottern im Gießbachtal sagt Penck selbst, daß sie vorwiegend horizontal lagern; unter den Achenseetalschottern mutmaßt er nur Deltaschotter, die nicht aufgeschlossen sind, am Weg vom Silltal nach Mutters „scheinen“ schräg geschichtete Schotter einen Seespiegel bei 750 m anzudeuten; sie werden von Heissel (9) nicht genannt. Es bleiben also als sicher nur die Deltaschotter am Rangger Reiben, die in einen mindestens 120 m tiefen See hineingeschüttet wurden, und die am Vomperbach, die einen etwa gleich tiefen See anzeigen. Dazu kommen nun noch die von mir beobachteten Vorkommnisse über Pfaffenhofen (Seespiegel bei oder über 790 m), östlich Kematen (690 m) und über Völs (730—760 m). So sicher es also ist, daß außer den kleinen Wasseransammlungen, die sich neben dem aufschüttenden Strom bildeten, ein großer und tiefer See im letzten Interglazial das Inntal erfüllte, so unsicher erscheint die Annahme einer Deformation seines Spiegels in der von Penck vermuteten Weise. Viel einfacher ist die Vorstellung, daß die genannten Delta-

bildungen verschieden alt sind, entstanden z. T. infolge von Laufveränderungen der aufschüttenden Flüsse, derart, daß die zutiefst liegenden Vorkommnisse die ältesten sind und die höher hinaufreichenden mit dem allmählichen Ansteigen des Seespiegels zur Ablagerung kamen.

Die die Deltaschotter überlagernden rein fluviatilen Schotter der rechten Inntalterrasse sind teils Ablagerungen des Inn selbst, teils solche seiner Nebenflüsse. Auch sie steigen unmittelbar über der Talsohle und neben den Deltaschottern auf, kamen also nicht bloß über, sondern auch neben den fluviolakustren Bildungen zur Ablagerung, eine Tatsache, die jedenfalls nicht so leicht zu erklären ist wie bei den kleine Seitenbecken ausfüllenden Bändertonen. Die Mächtigkeit dieser fluviatilen Formation erreicht mehrfach über 200 m. Ihr Alter darf wohl auch noch als größtenteils interglazial bezeichnet werden. Doch betont auch L a d u r n e r (11), daß sie meist nur unscharf von der Hangendmoräne abgrenzbar sind. Das heißt wohl, daß sich diese und die ihr zugehörige Vergletscherung meist unmittelbar über die Schotter ausbreitete. Damit scheint in Widerspruch zu stehen, daß die Hangendmoräne nicht nur auf der Höhe der Schotterterrasse liegt, sondern vielfach die Schotter in verschiedenen Niveaus wie ein Mantel, also diskordant überkleidet und über diese hinweg hoch hinauf greift, woraus A m p f e r e r auch hier auf eine Erosionsperiode zwischen beiden Ablagerungen schloß. Aber andererseits erwähnt er selbst (5) allerdings seltene Fälle von Übergang der Schotter in Moräne oder sogar von Wechsellagerung aus dem obersten Tiroler Inntal, so zwischen Ried und Fendels, im Schwemmbachtal und Staffellerbachgraben. Im Inzinger Seitengraben und bei Götzens ist, wie wir sahen, gleichfalls ein Übergang von Schotter in Moräne zu beobachten. Es dürfte also wohl die Ablagerung der fluvialen Schotter in noch eisfreier Zeit begonnen, aber sich bis zum neuerlichen Vorstoß des Inngletschers fortgesetzt haben. Die Diskordanz zwischen Schotter und Moräne kann aber sehr wohl während des allmählichen Anwachsens des Gletschers im Tale und durch diesen selbst, der die Schotter ausräumte und sein Bett tiefer legte, vielleicht auch unter Mitwirkung seiner Schmelzwasser entstanden sein, so daß sich schließlich die Grundmoränendecke diskordant über ein Erosionsrelief ausbreitete. Nur dort, wo durch jüngere Vorgänge der Terrassenkörper angeschnitten wurde, wie am Rangger Reißn, streichen die Schotter ganz ebenso wie am Terrassenabfall nördlich von Innsbruck (16) frei in die Luft aus.

Die wichtigste Frage ist die nach den Ursachen der Aufschüttung und zugleich der Seenbildung. Nachdem die ursprüngliche Bühlgletscher-Stauungshypothese P e n c k s von diesem selbst aufgegeben worden ist, stehen sich zwei Erklärungsversuche gegenüber: Wannengebilde und

Stauung durch Krustenbewegungen, sei es rein tektonischer Art (Ampferer: Senkung des Inntales um etwa 300 m), sei es durch glazialisostatische Schwingungen (Penck), oder Übertiefung und Wannbildung durch Glazialerosion und Ausgleichung der durch den Gletscher geschaffenen Gefällsbrüche durch Aufschotterung, wofür sich auch Nowack (14) ausgesprochen hat. Gewiß kann dieser Frage nicht von einem so beschränkten Untersuchungsgebiet aus näher getreten werden, wie es das Oberinntal ist; nur soviel kann gesagt werden, daß die wirklich feststehenden Tatsachen zwingend weder für die eine noch für die andere Erklärung sprechen. Die Hypothese glazialisostatischer Krustenbewegungen leidet freilich unter der Schwierigkeit, daß aus vielen großen Alpentälern, die gleichfalls von 1—2000 m mächtigen Eisströmen durchflossen und belastet wurden, von interglazialer Seenbildung und Aufschotterung nichts bekannt ist, wie vom Wallis, Vorderrheintal, Vinschgau und Pustertal, während Penck solche Bewegungen außer vom Inntal auch vom Isar-, Rhein- und Glattal als erwiesen erachtet (17). Die morphogenetische Erklärung hat natürlich mit dem gleichen Übelstand zu tun. Der naheliegende Einwand, daß Krustenbewegungen irgendwelcher Art sich auch durch Verbiegungen der Felsterrassen nachweisen lassen müßten, verliert angesichts des schlechten Erhaltungszustandes dieser Restformen und ihrer starken glazialen Bearbeitung an Gewicht. Am plausibelsten erscheint mir immer noch die Ampferersche Annahme einer rein tektonischen Senkung, mit der auch die Ergebnisse der Bohrung von Rum in Einklang gebracht werden können und die vielleicht auch in den Beobachtungen von Bobek über die Gefällsverhältnisse der jüngsten Terrassen im unteren Zillertal eine Stütze erfährt. Weiteren Studien ist es vorbehalten, diese für die jüngere Entwicklungsgeschichte unserer Alpen so bedeutsame Frage der Lösung zuzuführen.

Das jüngste Glied der diluvialen Bildungen sind die spätglazialen, nicht mehr von Moräne bedeckten Rückzugsschotter, die u. a. im Mötzer Klammthal und bei Emat eine bis 50 m hohe Terrasse bilden. Sie sind mit den Schottern am linken Ufer des Inn bei Innsbruck zu parallelisieren, die nach Penck (16) bis 680 m, d. i. rund 90 m über den Inn hinaufreichen.

Literaturnachweise.

1. O. Ampferer, Studien über die Inntalterrasse. Jb. geol. RA. 54, 1904. Wien 1905.
2. O. Ampferer, Über die Entstehung der Inntalterrasse. Verh. geol. RA. 1908.
3. O. Ampferer, Über die Entstehung der Inntalterrassen. Z. f. Glkde. 3, 1908/09.

4. O. A m p f e r e r, Die Aufschließung der Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie. Z. f. Glkde. 8, 1913/14.
5. O. A m p f e r e r, Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals. Jb. geol. RA. 65, 1915.
6. O. A m p f e r e r, Geologische Spezialkarte von Österreich I:75.000, Blatt Zirl—Nassereith.
7. J. B l a a s, Über die Glazialformation im Inntale. Z. d. Ferdinandeums Innsbruck. 4. Folge. 29, 1885.
8. J. B l a a s, Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. Jb. geol. RA. 40, 1890.
9. W. H e i s s e l, Quartärgeologie des Silltales. Jb. geol. BA. 82, 1932.
10. R. v. K l e b e l s b e r g, Besprechung von Nr. 12. Z. f. Glkde. 21, 1934. S. 394.
11. J. L a d u r n e r, Die Quartärablagerungen des Sellrain. Jb. geol. BA. 82, 1932.
12. F. M a c h a t s c h e k, Tal- und Glazialstudien im oberen Innggebiet. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1933.
13. J. M ü l l e r, Die diluviale Vergletscherung und Übertiefung im Lech- und Illergebiet. Jb. preuß. geol. LA. 1917. Berlin 1918.
14. E. N o w a c k, Die Entstehung der Inntalerrasse. Geol. Rschau. 9, 1918.
15. A. P e n c k, Führer auf der Glazialexkursion d. Internat. Geol.-Kongr. in die Ostalpen. Wien 1903.
16. A. P e n c k, Die Höttinger Breccie und die Inntalerrasse bei Innsbruck. Abh. preuß. Ak. d. Wiss. Jg. 1920, phys.-math. Kl. Nr. 2. Berlin 1921.
17. A. P e n c k, Die Terrassen des Isartaes. Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Sitzber. preuß. Ak. d. Wiss. 19 u. 20, Berlin 1922.
18. A. P e n c k, Das Tor von Mittenwald. Samml. geogr. Führer. Berlin 1930.
19. A. P e n c k und E. B r ü c k n e r, Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd. Leipzig 1909.

Eine Besiedlungskarte von Österreich.

Von Reg. Rat Dr. **Richard Engelmann.**

Mit einer Tafel und einer Karte im Text.

Der Karte liegen die Einwohnerzahlen der Volkszählung vom 7. März 1923 und deren Darstellung im „Ortsverzeichnis von Österreich“ (herausgegeben vom Bundesamt für Statistik; Gesamtband erschienen 1930 im Verlage der Österreichischen Staatsdruckerei in Wien) zugrunde. Da sich die Einwohnerzahl von Österreich in der Zeit von 1923 bis zur neuen Volkszählung vom 22. März 1934 nur um 225.000 oder 3,4% erhöht hat, wenige Verwaltungsbezirke eine Zunahme von mehr als 10% aufweisen¹, so weicht die Darstellung nicht merklich von der gegenwärtigen Verteilung der Bevölkerung ab².

¹ Nur Bregenz hat eine Zunahme von 20%, die Stadt Eisenstadt von 53%, Wien zeigt sogar eine Abnahme der anwesenden Bevölkerung um 4000 oder 0,2%.

² Eine ähnliche Karte der Verteilung der Bevölkerung nach der Volkszäh-