

Über die Entstehung der Inntal-Terrassen.

Mit 42 Zeichnungen im Text.

Von **Dr. O. Ampferer**¹⁾.

Einleitung.

Die Verbreitung der Terrassensedimente des Inntales ist nicht auf das Gebiet oberhalb der Mündung des Zillertales beschränkt, sondern sie greift weit darüber bis an den Rand der Alpen hinaus und zeigt selbst dort noch Mächtigkeiten, aus denen wir ein starkes Vordringen ins Vorland ableiten müssen. Schon dieses Ergebnis der Kartierungsarbeiten würde für sich allein zum Verlassen der bisherigen Erklärung der Entstehung der Inntal-Terrassen zwingen; es treten aber bei einer genaueren Prüfung der inneren Organisation dieser Sedimente noch einige allgemeine Beweise hinzu.

In der vorliegenden Untersuchung soll nun zuerst die Verbreitung der Terrassensedimente des unteren Inntales bis zum Alpenrand verfolgt werden.

Darauf wird eine allgemeine Charakteristik der Terrassensedimente nach dem heutigen Stande unserer Erfahrungen gegeben. Aus dieser heraus können dann die Kriterien für die Erforschung der Entstehung dieser Sedimente gewonnen werden.

Das Erwägen und Prüfen dieser Kriterien hat den Verfasser zu der Anschauung geleitet, daß die Terrassensedimente infolge von bedeutenden Gefällsveränderungen des Alpenlandes aufgeschüttet wurden, welche wahrscheinlich noch weit ins Vorland hinausgereicht haben. Diese Gefällsschwankungen sind als vorübergehende Deformationen der Erdoberfläche aufzufassen und haben somit nichts mit der von A. Heim zur Erklärung der alpinen Randseen erdachten noch fortdauernden Rücksenkung des Alpenkörpers zu tun.

¹⁾ Die nachfolgenden Ausführungen des Verfassers bilden eine Fortsetzung seiner im **Band II** dieser Zeitschrift erschienenen Abhandlung.

Da dieser Erklärungsgedanke bei der möglichen Übertragung auf größere Teile oder die Gesamtheit der Alpen eine bedeutende Veränderung im Bilde der glazialen Ereignisse herbeiführt, muß bei seiner Begründung mit aller Sorgfalt verfahren werden.

Ich will nun in dieser Abhandlung versuchen, die Stützen dieser Anschauung aus dem reichen vorliegenden Schatze von Beobachtungen vor den Augen der Leser aufzurichten und zu einer Einheit zusammenzufügen. Besondere Aufmerksamkeit soll dabei dem Mechanismus der glazialen Schuttbewegungen zugewendet werden. Ebenso habe ich mich bemüht, die wesentlichen Züge der beiden Erklärungstypen scharf und graphisch zum Ausdruck zu bringen, um dieselben als klare und merkbare Begriffe dem Leser zu leichter Benutzung und weiterer Prüfung zu übergeben.

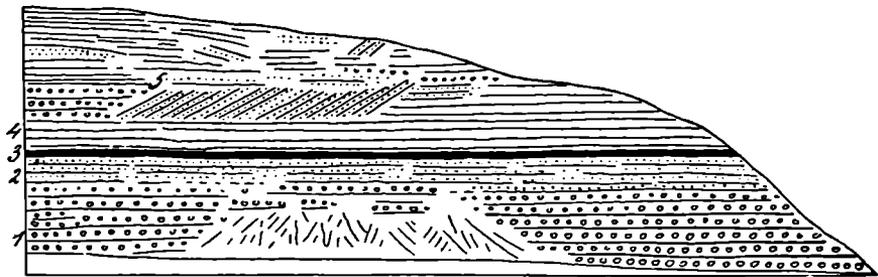
Verbreitung der Terrassensedimente.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Inntal-Terrassen zwischen Imst und Zillertal ist schon vielfach erforscht und beschrieben worden. Erst die Kartierung der Glazialsedimente des unteren Inntales hat dann den Beweis erbracht, daß die Terrassensedimente nicht auf das Talgebiet oberhalb der Zillermündung beschränkt sind. Der Nachweis für diese Erscheinung ist in dieser Zeitschrift Band II S. 29—54 und 112—127 veröffentlicht worden. Damals mußte die Frage, ob die Terrassensedimente bis ins Vorland der Alpen vordrangen, noch offen gelassen werden. Diesmal soll nun gewissermaßen als Fortsetzung jener Untersuchung deren Verbreitung bis an den Rand der Alpen in kurzen Umrissen geschildert werden.

Von der Gegend von Wörgl angefangen dringen die Terrassensedimente nicht nur entlang des Inntales, sondern vor allem auch durch alle tieferen Seitentäler ostwärts gegen das Vorland hinaus.

Die Verbreitung im Brixentale ist in der erwähnten Arbeit schon umzeichnet worden. Es soll hier nur noch eine interessante Beobachtung meines Freundes Th. Ohnesorge Erwähnung finden. Nach seiner Angabe befindet sich über der durch Dorf und Schloß Itter gekrönten Ostterrasse des Brixentales an den Nordwestabhängen der Kleinen Salve eine ebenfalls aus losen Schottern und Sanden bestehende zweite Terrasse, welche eine Meereshöhe von etwa 900 m erreicht. Auch in ihrem Bestande finden sich vielfach Gerölle, welche aus dem Inntale hereingedrungen sein müssen. Da die Terrasse von Itter nur eine Höhe von 700 m erreicht, stehen wir hier vor einer zweiten, um ungefähr 200 m höheren Schotterstufe. Einer ähnlichen Erscheinung

sind wir am Ausgange des Alpbachtales und im Wildschönautale begegnet. Dort steht der Terrasse von Kreith (650 m) jene von Burglehen (905 m), hier der Terrasse von Bernau (935 m) jene von Dürnstatt (1150 m) gegenüber. In den tiefen Gräben an der Nordseite der Kleinen Salve stellen sich über diesen Schotterterrassen zwischen 1100—1200 m große Massen von Inntaler Grundmoränen ein. Ein kleiner Rest reicht hier östlich von der Kuppe der kleinen Salve bis 1400 m empor. Wer die gewaltige Diskordanz zwischen Terrassensedimenten und hangender Grundmoräne kennt, wird nicht zweifeln, daß es sich hier um mächtige Erosionseingriffe handelt, welche die Terrassensedimente mit Ausnahme von wenigen gut geschützten Stellen stark vermindert haben.



Weißbach-Bach

Fig. 1.

Gegen Ellmau

Die breite Talung des Söllandes scheidet das triadische Kaisergebirge vom paläozoischen Bergkamm der Hohen Salve und wird selbst von den flachen Sätteln von Söll (703 m) und Ellmau (790 m) zweimal im Gefälle geteilt. Zu beiden Talseiten treten Terrassen auf, welche teilweise von Schottern und Sanden sowie von Grundmoränen aufgebaut werden. Sie drängen sich nicht so stark und talformend hervor wie im Brixentale, da sie bereits von der Erosion enger an das Berggehänge zurückgeschnitten wurden. Es ist nun wichtig zu bemerken, daß der Sattel von Ellmau sowohl im Süden als auch im Norden von Terrassen aus Bändertonen, Sanden, Schottern begleitet wird, welche noch 40—100 m darüber aufragen. Er erscheint tief in die Terrassensedimente eingesenkt. Diese sind im Norden am Wochenbrunner, im Süden am Weißbachgraben schön erschlossen. Der letztere Aufschluß (Fig. 1) zeigt unten grobe Schotter (1), darüber feinere schlammige Schotter und Sande (2), eine schmale Lage von grauem, zähem Lehm (3), grauen, rotbraunen, feinen,

lehmigen Sand (4) sowie eine mehrfache unruhige Aufschüttung von schrägen, feineren Sanden (5). Die Schotter sind außerordentlich weit und bunt gemischt. Es finden sich Gerölle von Graniten, Augengneiß, Amphiboliten, Eklogiten, Dioriten, Serpentin, Grauwacken, grünen, grauen, violetten Schiefen, verschiedenen bunten Konglomeraten und Breccien (Basis des Buntsandsteins), Marmoren, Triaskalken, Bänderkalken ... Es ist eine typische Gesellschaft für die Schotterkomponenten des unteren Inntales. Sowohl hier als auch im gegenüberliegenden Wochenbrunner Graben bemerken wir Schrägschichtungen, welche jedesmal hauptsächlich vom Haupttale gegen die Seitentäler hinein gerichtet sind.

Die Terrassensedimente sind in dieser Talung besonders leicht und klar an der Südseite des Kaisergebirges zu überschauen. Dem stolz gezackten Hochkamm sind hier eine Anzahl von niedrigen Felsrücken untergebeugt, zwischen denen sich Lehnen von Terrassensedimenten und mächtige Grundmoränendecken erhalten haben. Tiefe Wasserinnen des Hochgebirges zerschneiden diese vorliegenden Gebilde und zeigen uns deren Aufbau. Im Westen erhebt sich der Achleitenberg (1225 m), der größte und freieste dieser Vorberge, welcher die östliche Fortsetzung des schön gewölbten Böfienkammes darstellt. Die tiefe Schlucht des Weißbachbaches hat ihn vom Böfien geschieden.

Zwischen Achleitenberg und dem aufsteigenden Kamme des Wilden Kaisers liegt in einer tiefen Furche der Hintersteinersee (890 m). Seine Ufer werden größtenteils von Triasdolomit gebildet. Am West- und Nordufer treten zwischen Felsrippen Grundmoränen an den See heran. Gegen Westen ist die Furche, welche den See birgt, durch eine Felsschwelle und darüber gelegte Grundmoränen etwa bis 20 m über den Seespiegel erhöht. Dann bricht sie westwärts in einer schroffen Wand unvermittelt in die Weißbachklamm nieder. In neuerer Zeit ist nun die Fels- und Grundmoränenschwelle hier mit einem Stollen durchstoßen worden, um die Überwasser des Sees in Röhren über die schroffen Wände gegen die Weißbachklamm zum Antrieb eines Elektrizitätswerkes niederschießen zu lassen. Diese Schöpfung hat die Grundmoräne vorzüglich erschlossen. Ich konnte hier neben massenhaften gekritzten Kalken und Dolomiten auch viele weithergebrachte Gerölle auflesen. Gekritzte Geschiebe fanden sich aus Muschelkalk, Wettersteinkalk, Dolomit, Buntsandstein und Grauwacken; ortsfremde Gerölle aus Juliergranit, Tonalit, Augengneiß, Amphiboliten, Granatamphibolit, Eklogit, Diorit, Serpentin, bunten Schiefen, Grauwacken.

Weiter östlich bietet der tiefe Wegscheidgraben (Fig. 3) wieder interessante Einschnitte. Er beginnt mit hochstrebenden Rinnsalen, welche sich in der Gegend des Niederlegers der Kaiseralpe vereinigen.

Oberhalb dieser Alpe finden wir mächtige kalkalpine Schuttmassen und Blockwälle (6), die einem Rückzugsstadium angehören. Unterhalb der Alpe setzen dann Grundmoränen (5) ein, welche neben reichen Muschelkalk- und Buntsandstein-Geschieben auch zentralalpine Gerölle umschließen. Diese Grundmoränendecke zieht mit Unterbrechungen bis ins Haupttal nieder. Unter dieser Grundmoränendecke sind dann horizontal geschichtete, vorzüglich zentralalpine Schotter (3) entwickelt, welche stellenweise zu Konglomeratbänken (4) verkittet sind. Das ist besonders schön an dem Hügel P. 850 m¹⁾ östlich von Scheffau zu erkennen. Die tiefsten Lagen bilden dann lehmige Sande (2) und endlich grobe Schotter (1) des Wegscheidgrabens. Die nächsten östlicheren Gräben zeigen ähnliche, aber nicht so tiefreichende Aufschlüsse.

Am Wochenbrunner Graben tritt uns dann ein neues Schichtglied, die Gehängebreccien, in größerem Umfange entgegen. Ich habe diesen Graben bereits in der Arbeit über die Gehängebreccien (Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt Bd. 57 S. 745) beschrieben. Die Aufschlüsse erinnern trotz der kleineren Verhältnisse an die Höttingerbreccie, da auch hier eine untere, an Buntsandstein reiche Zone und eine obere, aus Wetterstein- und Muschelkalk bestehende entwickelt ist. Die untere Zone wird von den Terrassenschottern, die obere von mächtigen Grundmoränen überlagert. Vom Sattel von Ellmau an stehen die Terrassensedimente in mannigfachen kleineren Resten mit dem großen Aufschüttungsbecken nördlich von Kitzbühel in Verbindung. Weiter habe ich dieselben noch nicht aufnehmen können.

Ebenso sind die Terrassenreste an der Südseite des Kaisergebirges entlang der Weißachklamm mit der Häringer Terrasse in Verbindung gestanden, wie noch jetzt einzelne kleine Schotterreste entlang der Schlucht verraten. Wir finden bunt gemischte Inntalschotter insbesondere in der kleinen Einbuchtung von Neuberg etwa bis 90 m über der Weißacher Klamm. Weiter nördlich schneidet dann diese Klamm in die unterste Häringer Terrasse ein. Hier sind zu beiden Seiten durch die Steinbrüche für die Ausbeutung der senonen Zementmergel gute Aufschüsse in die hier nur dünn gebreitete Decke der glazialen Ablagerungen gerissen worden.

1) Vgl. die Originalaufnahme 1 : 25000.

Ich möchte im folgenden zwei charakteristische Anschnitte in den Fig. 4 und 5 vorführen und besprechen. Der erste Aufschluß Fig. 4 befindet sich nördlich des Weißbacher Baches in dem stumpfen Winkel zwischen diesem und dem einmündenden Gaisbach. Der zweite Aufschluß Fig. 5 liegt südlich des Weißbacher Baches gerade westwärts gegenüber. Die Anschnittflächen beider Aufschlüsse (verlassene Steinbruchwände) befinden sich genau in derselben ostwestlichen Richt-

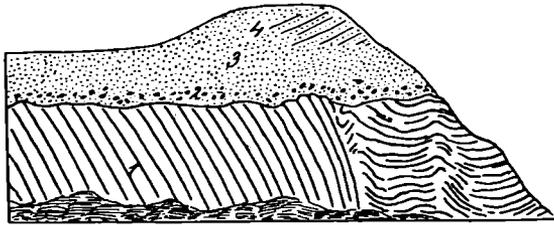


Fig. 4.

- 1 = graue Senonmergel; 2 = Grundmoräne mit zahlreichen Senonmergelstücken;
3 = reine Grundmoräne; 4 = Grundmoräne mit geschichteten Lagen.

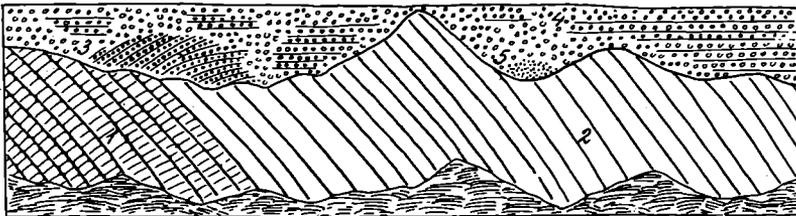


Fig. 5.

- 1 = rote Senonmergel; 2 = graue Senonmergel; 3 = Konglomerat;
4 = Terrassenschotter; 5 = Grundmoräne.

linie. Im Aufschluß Fig. 4 sehen wir über heftig gefaltetem Senon stark bearbeitete Inntaler Grundmoränen mit vereinzelt zentral-alpinen Geröllen. Diese Grundmoränendecke steigt von hier über die Haberg- und Eiberg-Terrassen in vielen nahe aneinander gereihten Flecken gegen den Hintersteiner See empor, wo wir sie schon näher beschrieben haben. Ihre unterste Lage ist über den grauen Senonmergeln in Fig. 4 ausgezeichnet durch zahlreiche, dem unmittelbaren Untergrunde entnommene Gesteinsbrocken. Im Hangenden bemerken wir teilweise schräge Schichtung und einzelne mehr schotterige Lagen. Der gegenstehende Aufbruch zeigt deutlich die stark gefurchte Ober-

fläche der roten und grauen Senonmergel. An einer Stelle liegt zu tiefst in einer Furche ein Rest von Grundmoräne, welcher gekritzte Triaskalke enthält. An einer anderen Stelle sehen wir ein schräg geschüttetes Konglomerat von Schottern, welche vorzüglich aus Buntsandstein und Triaskalken bestehen.

Zentralalpine Gerölle sind nur seltener darunter. Über diese Reste älterer Ablagerungen sind dann buntgemischte Inntalschotter gebreitet, die reich an zentralalpinen Gesteinen sind.

Das Kaisergebirge wird indessen nicht nur im Süden, sondern auch im Norden von den Resten der Terrassensedimente umspannt. Sie erfüllen nicht nur die Talung des Söllandes, sondern auch jene des Walchsees.

Hier finden wir am Aufstiege von Niederndorf (480 m) zum Sattel von Durchholzen (700 m) die wichtigsten Aufschlüsse. Penck



Fig. 6.

1 = liegende Grundmoräne; 2 = Terrassensedimente mit einer konglomerierten Zone;
3 = hangende Grundmoräne; 4 = Bergsturztrümmer.

hat in den A. i. E. Z.¹⁾ Seite 316 ein Profil dieser Aufrisse gegeben, dem ich hier eines nach meinen Erfahrungen beifüge (Fig. 6). Der Unterschied beruht lediglich auf der zusammengedrängten, schematischen Darstellung, die Penck gewählt hat. Die Deutung allerdings ist recht verschieden. Während ich hier vor allem wieder das charakteristische Profil der Terrassensedimente mit liegender und hangender Grundmoräne erblicke, glaubt Penck, daß hier neben dem über-tiefen von Eis erfüllten Haupttale ein eisfreies Nebental verschüttet wurde. Das kann entweder beim Vorrücken der letzten Vergletscherung oder während der Schwankung von Laufen, nicht aber während der Achenschwankung gewesen sein, da ja der angebliche Bühlvorstoß nur bis in die Nähe von Kufstein reichte.

Das Einzugsgebiet des Jennbaches berührt nirgends ältere als triadische Schichten und trotzdem sind in den Schottern reichlich paläozoische und zum Teil zentralalpine Gerölle vorhanden. Wenn man die Aufschüttungen am Jennbache als Staubbildungen dieses Baches an

¹⁾ A. i. E. Z. = Alpen im Eiszeitalter.

dem vorliegenden Inngletscher aufsaßt, so ist die gleichmäßige Beimischung so vieler tafremder Gerölle nicht erklärlich. Denkt man sich die Aufschüttung aber als Erzeugnis des Gletscherrandes, so vermißt man die Struktur von Endmoränenablagerungen. Es sind weder Blockablagerungen, noch Wechselablagerungen von Schottern und Grundmoränen, noch auch eine Vergrößerung des Schuttes gegen den Gletscherrand hin zu erkennen. Außerdem spricht auch die Ausdehnung dieser Schotterablagerungen gegen eine solche Erklärung.

Die östlich oberhalb von Ebbs gelegene Terrasse von Buchberg zeigt ebenfalls noch eine Schotterdecke, welche über die Höhe des Durchholzener Sattels bis 720 m emporsteigt und von Inntaler Grundmoränen überlagert wird. Die Kuppe des Miesberges (962 m) nördlich vom Durchholzener Sattel wird ganz von Schottern umschlossen, welche auch gegen den Sattel von Sachrang (737 m) hinansteigen. Am

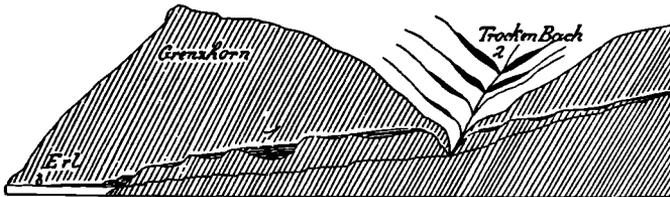


Fig. 7.

Erlberg (Fig. 7) reichen Inntalschotter über die reichgestuften Felsgehänge ebenfalls beträchtlich über 700 m empor.

Im oberen Teile des Trockentales, das westlich vom Spitzsteinkamm in umgekehrter Fallrichtung parallel mit dem Priental verläuft, treffen wir über den Schotterresten des Erlbergs auf gewaltige Massen von stark bearbeiteter Grundmoräne, in der sich vereinzelte zentralalpine Gerölle finden. Ganz ähnlichen Erscheinungen begegnen wir dann auch auf der anderen Seite des Inntales.

Ob wir nun alle diese Reste von Terrassensedimenten mit Penck beim ersten oder beim zweiten Vorrücken (Laufenschwankung) der Würmvergletscherung entstanden denken, so bleibt doch immer die Tatsache unerklärt, daß einem zweimaligen Vorrücken und Zurückweichen des Inngletschers nur eine Stauschotterbildung entspricht. Warum soll also nur einmal eine Verschüttung der eisfreien Seitentäler neben dem von Eis erfüllten Haupttale eingetreten sein, obwohl dieselben Bedingungen sicher zweimal, wahrscheinlich sogar viermal gegeben waren!

Einen weiteren wichtigen Gegengrund erblicke ich in dem Umstande, daß die Aufschüttungen der Durchholzen-Walchsee-Talung mit jenen des Kössener Beckens in Verbindung stehen. Diese besaßen aber, wie viele Reste beweisen, einerseits entlang der Kitzbüheler Ache, andererseits über Griesenau und Gasteig breite Verbindungsstränge mit den weiten Aufschüttungsfeldern der Kitzbüheler Gegend, des Söllandes und Brixentales. Diese Ablagerungen lassen sich nicht voneinander trennen. Es ist ein gewaltiges, von zahlreichen Fluß- und Bachfäden zusammengewobenes Schuttuch, das hier ostwärts vom Inntale ausgebreitet liegt und das Kaisergebirge umspannt. Der großen Zusammengehörigkeit und Einheitlichkeit dieser weitgedehnten Aufschüttung gegenüber erscheint die von Penck gegebene Erklärung gezwungen und unwahrscheinlich. Südlich des Kaisergebirges sollen die Terrassensedimente Stauwirkungen des Bühlgletschers, nördlich aber Stauschüttungen am Gletscherrande beim Vorrücken der Würmvergletscherung oder während der Laufenschwankung sein.

Nun hängen die Terrassensedimente nördlich und südlich des Kaisergebirges durch eine ganze Kette von Resten zusammen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die ursprünglich noch weit höhere Aufschüttung auch den Sattel von Sachrang überschwoll und so nicht nur durch das Chiemseeachental, sondern auch durch das Priental sich ins Vorland hinausstreckte. Es ist daher weder in der Verteilung, noch in der Zusammensetzung dieser Schuttreste eine Begründung für diese Zerlegung enthalten.

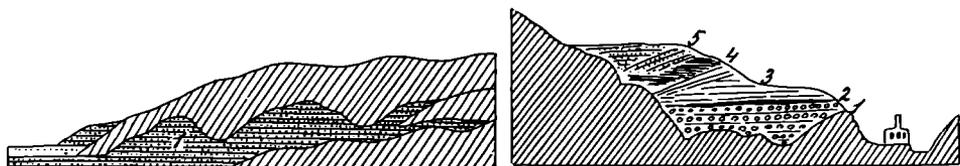
Die Terrassensedimente sind aber auch an der Westseite des Inndurchbruches in den Seitentälern in mancherlei Resten noch bis heute erhalten geblieben. Ich will auch dafür einige Beispiele vorführen.

Die an Terrassensedimenten so reiche Bucht von Brandenburg steht vom Kaiserhaus entlang dem Talzug des Ellbaches über die Sättel von Riedenberg mit der Bucht von Landl und dem Thierseertal in Verbindung. In diesem Talgeflecht nördlich des Inntales haben sich außerordentlich mächtige Reste von Bändertonen, Inntalsanden und Schottern erhalten.

Neben der großen Bucht von Brandenburg finden wir in der Umgebung des Kaiserhauses, bei Riedenberg und Landl besonders ausgedehnte Ablagerungen von Inntalsedimenten, welche z. B. bei Riedenberg noch nahe an 1000 m Höhe erreichen. Der Reichtum an zentralalpinen Geröllen ist vielfach sehr bedeutend (20—30%).

Flache noch heute verschüttete Jöcher stellen die Verbindung zwischen diesen großen Becken dar. In der Gegend von Riedenberg und Landl ist wie bei Brandenburg auch die hangende Grundmoräne in großer Ausdehnung erschlossen. Nach diesen Beobachtungen ist es nicht zweifelhaft, daß die große Inntalaufschüttung auch über den Ursprungsattel (837 m) in das Tal von Bayrisch Zell hinüberdrang.

Nordwärts von Kufstein ist zwischen Inntal und Thiersee-Ache eine reich gegliederte Felsfurchenlandschaft eingefügt; zwischen deren Waldwogen mehrere Seen wundersam versenkt ruhen. Weithin liegt der Felsgrund unter dünner Verwitterungs- oder Grundmoränendecke vor. Nur nördlich von Zell bei Kufstein bestehen einige Vorhöhen (Fig. 8) aus horizontal geschichteten Innschottern und Sanden (1). Diese Aufschüttungen sind umso bemerkenswerter, als sie ja dem Inntal-



Terrasse von Zell Fig. 8. Thierberg

Fig. 9. Zementofen an der Thierseer Ache

gehänge des Thierberges angelagert sind. Sie steigen bis etwa 600 m, also ungefähr 120 m über den Inn hinan. Übersteigen wir diese Felsfurchen, so treffen wir im Tale der Thiersee-Ache beim Zementbruche westlich von Wachtel eine Einlagerung von Terrassensedimenten (Fig. 9). Wir sehen eine alte, ins Neocom geschnittene Talfurche knapp neben der heutigen Klamm. Zu unterst sind grobe Achenschotter (1) eingefüllt, dann folgt eine schmale Lage von hartem Lehm (2). Darüber stellen sich Schotter und Sande (3) des Inns ein. Höher kommen lehmige Sande (4) und einzelne schräge Bänke von feinerem Schotter und Sand (5). Wir sehen hier also ebenso wie in der inneren Brandenberger Klamm (vergleiche diese Ztsch. II. S. 35—36) in einem schluchtartig engen Tal die Aufschüttungen der eigenen Ache nach Einschaltung von Bändertonen bald mit Sedimenten des Inntales vermischt.

Das Thierseetal ist charakterisiert durch eine doppelte Talfurche. Die nördliche, tiefere und schmälere benutzt die Ache zu ihrem Laufe; die südliche, viel breitere und höhere bildet eine Art Mittelgebirge, dessen Einheit durch mehrere Querbäche zerschnitten wurde (Fig. 10).

Dieses Mittelgebirge bildet gewissermaßen die Fortsetzung der Felsfurchenlandschaft des Thierberges. Die alte, in Stücke zersägte Talwanne ist nun ziemlich reich mit glazialen Schutt ausgestattet, während sich dieser in der Schlucht der Ache nur in spärlichem Maße erhalten hat.

Bis in die Gegend von Vorder-Thiersee (677 m) begleiten uns Inntal-Sande und -Schotter (1). Dieselben werden dann von einer mächtigen Decke von stark bearbeiteter Inntaler Grundmoräne (2) übergriffen, welche in breiter Entfaltung die flachen Sättel und Mulden der alten Talwanne bekleidet. Sie steigt zum Pendling-Sattel (705 m)

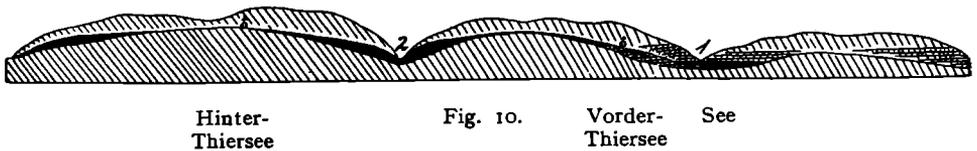


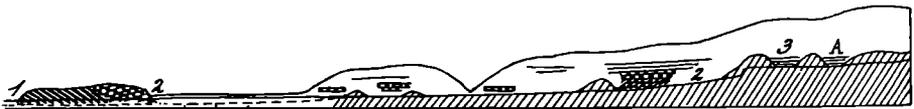
Fig. 11 u. 12.

empor und besitzt am Nord- und Westgehänge des Pendlings eine reiche Verbreitung. Neben massenhaften gekritzten Kalkgeschieben zeigen sich auch überall einzelne zentralalpine Bestandteile.

Beträchtlich weiter nördlich zeigt wieder das Tal des Auerbaches (Fig. 11) bei Oberaudorf interessanten Glazialgehalt. Wir begegnen am Aufstiege von Oberaudorf gegen Buchau zuerst geschichteten Schottern und Sanden mit vereinzelt zentralalpinen Geröllen (1), dann tritt an einem Felseck eine schmale Spur von Grundmoränen (2) auf. Darüber wieder Schotter und Sande (1) bis zur Höhe von Buchau. Innerhalb dieser Ortschaft finden wir Schotter und Sande vorzüglich aus kalkalpinem Material (3), denen einzelne gekritzte Geschiebe beigemischt sind. Weiter taleinwärts treten dann schön

geschichtete Schotter und Sande auf (4), welche reichlicher zentral-alpine Gerölle führen. Sie werden von lehmigem, schlammigem Schutt (5) unterlagert, in dem einzelne schöne gekritzte Geschiebe stecken. Gegen das Berggehänge zu werden diese Schotter von stark bearbeiteter Grundmoräne (6) überdeckt, welche weiter taleinwärts in ungeheueren Massen unmittelbar dem Grundgebirge aufliegt. In den inneren Schluchten des Auertales steigen diese Grundmoränen, welche überall mit einzelnen zentralalpinen Geröllen versetzt sind, bis zu 1100 m Höhe an.

Auf der gegenüberliegenden Seite des vorderen Auertales treten geschichtete Ablagerungen fast ganz zurück und Grundmoränen überziehen vom Bach an aufwärts vielfach die Gehänge. Dieses Verhältnis, welches Fig. 12 (Querschnitt durch das vordere Auertal) darstellt, ist nach meiner Meinung aus einer einseitig stärkeren Erosionswirkung zu



Biberhügel

Fig. 13.

Wasserfall des
Förchenbaches

verstehen. Die Schotter auf der Südseite des Tales waren gegen den erodierenden Eisstrom des Inn-gletschers weit besser geschützt als jene auf dessen Nordseite.

Das Tal des Auerbaches steht über den flachen Sattel von Regau (782 m) mit dem Tale des Förchenbaches in Verbindung, welches besonders an seinem Ausgange wichtige Glazialaufschlüsse enthält. Penck hat in den A. i. E. Z., S. 148—149 diese Aufschlüsse beschrieben. Ich kann seine Angaben bestätigen, wenn ich auch seiner Deutung nicht folge.

In den Ausgang des Förchenbachtals ist eine besonders gegen Norden hin ausgedehnte Felsterrasse (der sog. Brannenbergr) eingefügt, in welche der Bach eine tiefe Schlucht eingerissen hat. Dieselbe beginnt bei 610 m mit einem Wasserfalle. Vom Rande dieser Felsterrasse (630—650 m) zieht nun, wie man an mehreren Einrissen erkennen kann, eine Breccie (2 in Fig. 13) bis ins Inntal hinaus. Dieselbe besteht aus eckigen oder schlecht gerollten Trümmern und Blöcken von Gesteinen des Förchenbachgebietes. Ich habe keine zentral-alpinen Gerölle darin gesehen, doch sind solche nach Penck als Seltenheiten darin verborgen. Während nun diese Breccie in den Auf-

schlüssen der nördlichen Seitengräben von Grundmoräne unterteuft wird, stellen sich vielfach über ihr Terrassensedimente (3) sowie hangende Grundmoränen ein.

Die Terrassensedimente sind besonders an der Südseite des Förchenbaches gut aufgeschlossen. Es sind Sande und Schotter sowie vereinzelte schmale Lagen von Bändertonen. Mehrfach zeigen sie eine vom Inntale gegen den Förchenbach hin einfallende Schrägschichtung. Zentralalpine Gerölle sind gar nicht selten und sogar noch in den vom Inntale am weitesten abgelegenen Aufschlüssen zu entdecken.

Als Beispiel für ihr Auftreten mag Fig. 14 dienen, die einen Schotterrest darstellt, welcher im Förchenbachtale oberhalb des Wasserfalles in einer Mulde der Felsterrasse bei 637 m liegt. Der Aufschluß

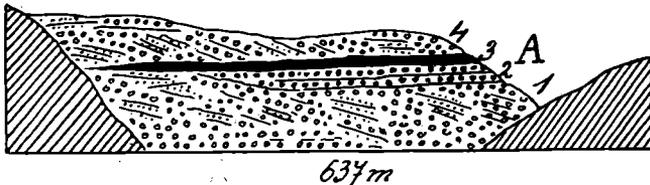


Fig. 14.

setzt unmittelbar über der Fahrstraße nach Regau ein und beginnt mit Sanden und Schottern (1), welche einzelne zentralalpine Gerölle besitzen. Die hangende Schotterbank (2) ist zu Konglomerat verkalkt.

Darüber breitet sich eine Lage von hartem Lehm (3) aus, welche wieder von Sand und Schotter (4) überschritten wird. Die Sande und Schotter zeigen mehrfache schräge Schüttung, die taleinwärts gerichtet ist. Die Aufschüttung steigt hier am Alpenrande noch ungefähr 200 m über den Inn empor und zeigt in deutlicher Weise das Eindringen von Sedimenten des Haupttales in ein Nebental, aus dem in früherer Zeit sehr mächtige Schuttmassen in umgekehrter Richtung bis ins Haupttal hinausgeschoben wurden. Die Breccie des Förchenbaches war bereits vor dem Eindringen der Terrassensedimente stark erodiert und in einzelne Stücke zerschnitten. Ihrer Ablagerung ist schon eine Vergletscherung vorgegangen.

So erkennen wir hier am Alpenrande genau dieselben Beziehungen wieder, welche allenthalben im Inntalgebiete zwischen Gehänge- und Bachbreccien einerseits und den Terrassensedimenten andererseits herrschend sind.

Etwa 800 m vor der Mündung des Förchenbaches liegt der Rundhöcker des Biberhügels (Fig. 13), welcher ganz von Konglomeraten (1)

und Breccien (2) aufgebaut wird. Penck hat in den A. i. E. Z. S. 148 im Zusammenhang mit der Breccie des Förchenbaches auch von ihm eine Beschreibung gegeben. Der in der Talrichtung des Inns langgestreckte elliptische Hügel besteht nun merkwürdigerweise an der Ostseite aus einem steil (25° gegen Nord-Nordwest) geschütteten Konglomerat (1) von typischen Innschottern und Sanden, an der Westseite hingegen aus einem flachen, ostwärtsfallenden Rest der Förchenbachbreccie (2). Penck glaubt, daß die Aufschüttung des Förchenbaches und die des steilen Inndeltas gleichzeitig stattgefunden habe. Das erscheint mir mechanisch vollkommen unmöglich. Die Aufschüttung des Inndeltas ist bei so steiler Neigung nur als rasch vorschreitende Einfüllung in ein Seebecken verständlich. Wenn die Förchenbachbreccie gleichzeitig ist, warum hat dieselbe größtenteils eine viel flachere Neigung, obwohl sie von einem Seitenbache mit weit höherem Gefälle abstammt? Wenn der Inn seine mächtigen Schuttmassen mit so steiler Neigung gegen ein Seitental schüttet, so ist ganz unbegreiflich, wie dieser gewaltigen Aufschüttung das bescheidene Delta des Förchenbaches Gleichgewicht halten konnte. Wir haben bei der Aufschüttung der Terrassensedimente in vielen Tälern beobachten können, daß die einheimische Schuttproduktion der Seitentäler jener des Inn-tales bei weitem unterlag. Zu mindest hätte eine starke Vermischung stattfinden müssen.

Nach meiner Einsicht ist das Inndelta der Rest einer weit älteren, mächtigen Talverschüttung, welche vom Haupttal ausging und zu der vielleicht das hohe Konglomerat von Durchholzen (siehe A. i. E. Z. S. 316—318) und jenes von Nassereith zu stellen sind. Sie dürfte wohl mit der großartigen Verschüttung des Salzburger Beckens gleichzeitig sein, von der uns ebenfalls viele steile Deltareste überkommen sind. Diese Aufschüttung, eine Vorläuferin der Terrassensedimente, war nach dem Rückzuge der Rißvergletscherung bereits zum allergrößten Teil entfernt. Bei der später eintretenden großen Gehängeverschüttung bildete sich auch am Förchenbach ein größeres Delta, welches sich teilweise an Reste des erodierten alten Inndeltas anlagerte. Erst bei einer späteren Erosion wurde dann der Biberhügel zugeschnitten, der aus einem Kerne des alten Inndeltas und einem Stücke der angelagerten Breccie besteht. Die Terrassensedimente, welche hier noch mehr als 200 m hoch anschwellen, deckten den Hügel wieder ein, der dann erst durch die letzte Vergletscherung bloßgelegt und zu einem Rundhöcker zugeschliffen wurde.

Die Einbuchtung von Brannenburg steht nach Norden hin schon unmittelbar gegen das Rosenheimer Becken offen. Auf der gegenüberliegenden Talseite des Inns finden wir nördlich des Heuberges die weitgewellte Hochfläche von Törwang (700 m), welche nach den tiefen Einrissen des Steinbaches größtenteils ein gewaltiges Grundmoränenfeld darstellt. In der Umgebung von Mühlthal (Fig. 15) sind diese stark und gleichmäßig bearbeiteten Inntaler Grundmoränen in einer Mächtigkeit von 20—50 m prachtvoll eröffnet. Gekritzte Ge-

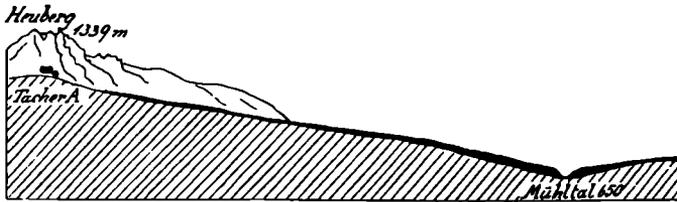


Fig. 15.

schiebe treten uns in ungeheurer Menge, zentralalpine Gerölle als sparsamere Beimischung allenthalben entgegen. Diese großartigen Grundmoränen lasten hier dem Grundgebirge ohne eine Zwischenlage von Schottern auf. Sie steigen nur wenig gelichtet zum Sattel der Tacheralpe östlich des Heuberges empor. In einer Höhe von über 1200 m finden sich da am Abhange des Heuberges noch Grundmoränen mit gekritzten Geschieben und vereinzelt zentralalpinen Geröllen.

(Schluß folgt.)

Über die Entstehung der Inntal-Terrassen.

Mit 42 Zeichnungen im Text.

Von Dr. O. Ampferer.

(Schluß.)

Charakteristik der Terrassensedimente.

Aufbau. An den weitaus meisten Stellen zeigen die Terrassensedimente eine einfache Vergrößerungsserie von Bändertonen durch Mehlsande und Kiese zu Schottern. An manchen Stellen finden sich aber auch Unterbrechungen, Umkehrungen oder Wiederholungen dieser Reihenfolge. Blaas, dem wir die genauesten Einzelheiten der petrographischen Untersuchung dieser Schichten verdanken, hat dieselben im Einverständnisse mit Penc k der Hauptsache nach als die Verlandungsserie eines Stausees bezeichnet. Ich muß mich im wesentlichen ebenfalls zu einer ähnlichen Anschauung bekennen, wenn es mir auch wahrscheinlicher vorkommt, daß es sich nicht um die Verlandung eines großen Sees, sondern um die Verschüttung von vielen kleineren Seen handelt, welche nach und nach durch eine länger andauernde und nicht durchaus gleichmäßige Gefällsverminderung erzwungen wurde.

Das Niveau der Bändertone ist durchaus nicht einheitlich. Wir treffen sie sowohl in recht verschiedenen Höhenlagen als auch in ganz ungleichen Mächtigkeiten und Erstreckungen. Die Lager im Gurgltale bei Imst stellen wohl die größten Ansammlungen von geschichteten Tonen unseres Gebietes dar. Sie beginnen an den Felshängeln östlich von Gunglgrün und streichen bis in die Gegend von Strad hinein. Sehr hoch gelegen und dabei doch ziemlich ausgedehnt sind die Bändertone-lager in den Klammen bei Steinberg. In den Klammen von Brandenberg und Thiersee werden die Bändertone von grobem, einheimischem Achengerölle unterlagert. Sie stellen hier die Grenze zwischen der eigenen Talaufschüttung und dem Beginne des Eindringens des fremden Schuttes dar.

Die Bändertone werden heute an zahlreichen Stellen des Inntales und auch in einigen Seitentälern vorzüglich zur Herstellung von Ziegeln abgebaut. Meistens zeigen sie noch jetzt die ihrer Entstehung in stehendem Wasser entsprechende ruhige Ablagerungsform. An manchen Stellen treten uns jedoch mehr oder weniger kräftige Verfaltungen und Verknetungen entgegen, die jedoch immer von ganz beschränkter Ausdehnung sind und ohne weiteres als Gleit- und Staubbildungen von losen, etwas in Bewegung geratenen Schuttmassen verstanden werden können.

In den unteren Lagen der Bändertone sind an vielen Stellen oft sehr schön polierte Kritzengeschiebe eingebettet. Es ist nicht nötig, daraus auf die Nähe von Gletschern zu schließen. Es dürfte sich hier um Verschwemmungen von nahe gelegenen, älteren Grundmoränen handeln.

Während wir wissen, daß die hangenden Schotter an zahlreichen Stellen und über weite Strecken hin von einer stark bearbeiteten Grundmoräne häufig scharf und diskordant überlagert werden, sind an der Basis der Terrassensedimente viele Reste von älteren Grundmoränen vom fließenden Wasser aufgelöst, umgeschwemmt und eingeschichtet worden. Man kann hier in gewissem Sinne häufig von einer Assimilation der älteren Grundmoränen reden. Gegen oben gehen die Bändertone vielfach in Sande über. Manchmal erscheinen aber auch Kiese und Schotter schräg und unvermittelt über Bändertone hereingeschüttet. In anderen Fällen sind denselben Linsen, Bänder und Fransen von Kiesen und Sanden eingefügt.

Wir haben aus dem stets beschränkten Umfang und der sehr verschiedenen Höhenlage und Mächtigkeit den Schluß gebildet, daß sie nicht als Sedimentation eines großen, einheitlichen Seebeckens aufgefaßt werden können. Sie stellen Einlagerungen in zahlreiche kleine, meist seichte Tümpel und Seen dar, welche zwischen Schotter- und Sandbänke angeordnet waren. Fast überall wurden sie, wie es ja ihrem langsameren Wachstum entspricht, von den rascher anschwellenden Sanden und Schottern überwältigt. Nur im Becken von Steinberg, das ja bei 12 km vom Inntale abliegt, reichen die Bändertone unmittelbar bis zur hangenden Grundmoränendecke empor. Am häufigsten sind sie in die unteren Teile der Terrassensedimente eingeschaltet.

Über den Bändertonen finden sich dann in großer Verbreitung feine Quarz-Glimmersande. Dieselben sind besonders in der Gegend von Imst, Telfs, Innsbruck, Arzl, Jenbach, Brixlegg, Brandenburg usw. schön entwickelt. Größtenteils sind sie deutlich geschichtet und oft

von einzelnen Bändern und Keilen von größerem Sand, Kies oder Schotter durchstreift. Schräge Schüttungen kommen besonders in dieser leichtest beweglichen Abteilung der Terrassensedimente häufig vor. Die Mehlsande erscheinen oftmals sowohl nach unten mit den Bändertonen als auch nach oben mit Kiesen und Schottern durch Wechsellagerung innig verbunden.

Kiese und Schotter sind in gewaltigen Massen am Aufbau der Terrassensedimente beteiligt. Sie besitzen, was Größe und Form der Gerölle sowie Buntheit der Mischung der Gesteinsarten anlangt, große Ähnlichkeit mit den Geröllen des heutigen Innbettes. Man kann sie daher mit Berechtigung ebenfalls als Aufschüttungen dieses Flußsystems ansehen. Grobe Blockanhäufungen fehlen in dem Verbande der Schotter. Die zahlreichen, zum Teil gewaltigen Wanderblöcke des Inntalgebietes stehen nirgends im Schichtverbande der Schotter, sondern liegen frei am höheren Berggehänge oder auf der Oberfläche der Terrassen über der hangenden Grundmoränendecke verstreut. Kleinere Klötze sind da und dort wohl auch in der hangenden Grundmoräne nicht selten eingeschlossen.

Vielfach erscheinen Sande und Schotter in kleineren und größeren Massen zu Konglomeraten oder Sandsteinen verbunden. Man kann diese Erscheinung durch das ganze Verbreitungsgebiet der Terrassensedimente verfolgen. Bald sind nur einzelne Bänke verkittet, bald aber ausgedehnte Lager. Werden die Terrassensedimente von der Erosion ergriffen, so widerstehen die Konglomerate stärker dem Zerfall und der Wegführung und bilden so entweder freistehende Kuppen oder vorspringende Gesimse entlang flacheren Böschungen. Ihre weichen Lagen brechen leicht heraus und dann erscheinen die festeren Wände mit Höhlengalerien gegürtet. Werden solche steife Konglomerate von der Erosion ganz aus dem Zusammenhange mit den anschließenden losen Sedimenten herausgeschält, so können sie leicht den Eindruck von älteren, selbständigen Bildungen erwecken.

Im Gebiete der Inntaler Terrassen sind mehrfach solche freistehende Konglomeratfelsen vorhanden, welche zu höherer Alterseinschätzung Veranlassung geben. B l a a s hat sich am eingehendsten damit beschäftigt und dafür ein höheres Alter verlangt. P e n c k hat sich, wie mir scheint mit Recht, dagegen ausgesprochen. Nur die Konglomerate von Durchholzen und Nassereith hält er für ältere Gebilde, was auch meinen Beobachtungen ganz entspricht. Diese Konglomerate zeigen eine weit festere Bindung, so daß z. B. das Konglomerat von Durchholzen zu Mühlsteinen verwendet werden kann. Dann sind

diese Felsen von scharfen Verwerfungsklüften zerschnitten und Gerölle davon befinden sich in den nachbarlichen Schottern und Grundmoränen.

Während wir also diese Konglomerate wohl für die spärlichen Überbleibsel einer mächtigen Zuschüttung ansehen müssen, welche schon der älteren Vergletscherung vorauslief, besitzen wir keinen Anhalt, um die anderen konglomerierten Schotter aus dem Verbande der Terrassensedimente zu lösen.

Verhältnis zu den Schuttlieferungen der Seitengehänge. Gehänge- und Bachbreccien. Ablagerungen der Rückzugsstadien. Um den Aufbau und die Entstehung der Terrassensedimente zu verstehen, muß

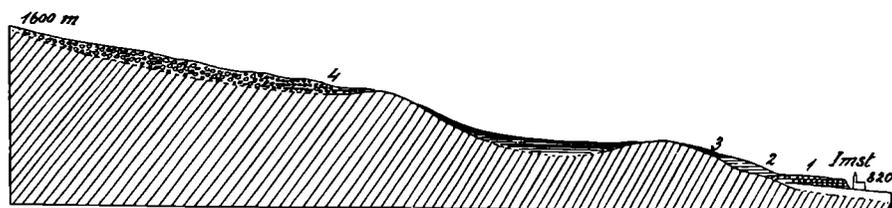


Fig. 16. Abhang des Muttekopfs.

vor allem auch die Entwicklung in der Quer- und Längsrichtung des Tales der Untersuchung vorgelegt werden.

Der Einfluß von Veränderungen in der Schuttführung macht sich wegen der Kürze des Weges und der Schnelligkeit der Schuttbewegung in der Querrichtung viel rascher bemerkbar. Wir erkennen das am deutlichsten bei der Betrachtung der heutigen Alpenflüsse. Ihr Lauf und ihre Schuttführung wird in hervorragender Weise durch die Schuttkegel ihrer seitlichen Zuflüsse bestimmt und zugemessen. Wenn wir nun die Terrassensedimente auf diese Beziehungen zu den Schuttlieferungen der Seitengehänge hin durchforschen, so bemerken wir, daß dieselben an vielen Stellen zum Teile recht mächtige Gehängebreccien und Bachschuttkegel überdecken. Sie sind mit diesen aber nirgends durch Wechsellagerung oder Vermischung innig verbunden, sondern im Gegenteile durch Ausbildung und Zusammensetzung der Komponenten, durch andere Struktur und einen scharfen Erosionsschnitt davon geschieden. Das Studium der Gehängebreccien hat uns eine Zeit von stark gesteigerter, allseitiger Schuttbildung kennen gelehrt, welche für sich und nicht, wie ich früher meinte, durch eine Vergletscherung abgeschlossen wurde. Diese eigenartige Gebirgsverschüttung mußte wieder einer Periode kräftiger Erosion weichen.

Von diesen mächtigen Hang- und Bachschuttkegeln sind uns noch ziemlich viele Reste erhalten geblieben, von denen manche mit unseren Terrassensedimenten in Berührung kommen. Es soll nun in einer kurzen Übersicht das Verhältnis der Terrassensedimente zu den Gehänge- und Bachschuttkegeln des seitlichen Gebirges beleuchtet werden.

Die Imster Terrasse (Fig. 16) zeigt gleich in typischer Weise das charakteristische Verhältnis der Terrassensedimente zu den Schuttlieferungen des seitlichen Hochgebirges. Die horizontal geschichteten Konglomerate (1), Schotter und Sande (2) (vorzüglich aus zentralalpinem Material) dringen ganz in die tiefen, engen Klammern des Muttekopfbirges hinein und geben uns einen klaren Beweis, daß ihre Aufschüttung vom Haupttale ausging und durch ihr Übergewicht die einheimische Schuttproduktion überwältigte¹⁾. Reste von Gehänge-
w. O.

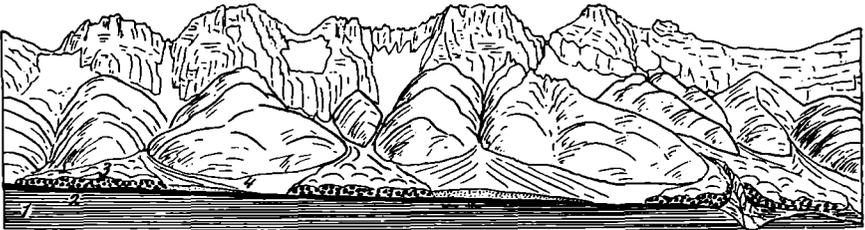


Fig. 17. Mieminger Kette (Grünstein, Griesspitzen, Mitterspitzen, obere Platte, Hochwand, Karkopf) von Süden. Skizze von Dr. W. Hammer. 1 = Terrassensedimente, 2 = hangende Grundmoräne, 3 = Blockwälle der Rückzugsgletscher, 4 = Schuttkegel.

breccien sind hier nicht erhalten. Dafür sind die Schuttwälle (4) und Felder der Rückzugsstadien umso klarer ausgeprägt. Das Muttekopfbereich ist für das Studium der Rückzugsstadien sehr geeignet, da die höchst charakteristischen Gosaugesteine, welche auf die Gipfelregionen beschränkt sind, die Verfolgung und Abgrenzung der Blockwälle und Felder sehr erleichtern. Ablagerungen dieser Art fehlen den Terrassensedimenten der Imster Gegend vollständig.

Für die große Mieminger Terrasse (Fig. 17) ist das ausgedehnte Niedersteigen der Ablagerungen der Rückzugsstadien und die Erhaltung eines sehr großen Grundmoränenfeldes bemerkenswert. Die beistehende Zeichnung entwirft ein Bild der Verbreitung und Lagerung der Sedimente der Rückzugsstadien auf den Terrassen.

Von den Gehängebreccien, welche noch in vielen Fetzen am Mieminger Gebirge hängen, reicht keine in die Tiefe der Terrassen-

¹⁾ Weit verbreitet ist die Grundmoränendecke (3).

sedimente hernieder. Das feste Konglomerat aus Innschottern östlich von Nassereith ist älter als die Terrassenschotter und Grundmoränen seiner Umgebung. Auch mit den Gehängebreccien steht es in keiner genetischen Verbindung.

In der Umgebung von Innsbruck haben wir vor allem die vielgenannte Höttinger Breccie als das großartigste Beispiel einer Gehängeverschüttung. Sie wird sowohl an ihrem Südrand als auch im tiefen Höttinger Graben (Fig. 18) von einer älteren Grundmoräne (1) unterteuft. Bereits vor Ablagerung der Terrassensedimente (4) wurde sie von einer starken Erosion zerstückelt. Im unteren Teile des Höttinger Grabens liegt uns im sog. Höttinger Schutt (3) ein Zerstörungs- und Umlagerungs-

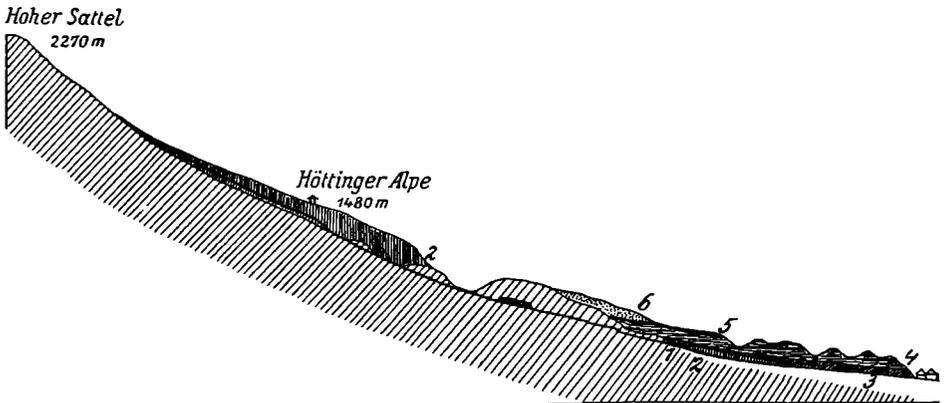


Fig. 18. Höttinger Graben.

produkt der Höttinger Breccie (2) vor Augen. Es ist ein auf das Höttinger Tal beschränkter, ziemlich mächtiger Schuttkegel, der massenhaft Brocken und Klötze der Breccie nebst anderem Bruchschutt seines Tales enthält¹⁾. Auffallend ist die Tatsache, daß im Höttinger Schutte viel häufiger Urgebirgsgerölle zu finden sind als in der Breccie, wo sie nur an wenigen Stellen etwas reichlicher eingeschaltet sind. P e n c k hat darauf den Schluß gebaut, daß zwischen der Bildung der Höttinger Breccie und jener des Höttinger Schuttes wieder eine Vergletscherung eingetreten sei, welche die Urgebirgsgesteine geliefert habe. Diese Annahme ist nicht nötig, um die Urgeröllführung des Höttinger Schuttes zu erklären. Einmal könnten ja die zerstörten Teile der Breccie reicher an zentralalpinen Geschieben gewesen sein als die heute gerade an-

¹⁾ Über der hangenden Grundmoräne (5) tritt der Schutt (6) eines Rückzugsstadiums auf.

geschnittenen Breccienreste oder es könnten diese Gesteine einer erodierten, älteren Grundmoräne entnommen sein.

Weit wahrscheinlicher als solche Vermutungen erscheint mir jedoch folgende durch Beobachtungen gestützte Erklärung. Der Höttinger Schutt stellt nach meiner Einsicht eine Bildung dar, welche ungefähr gleichzeitig mit der Aufschüttung der Terrassensedimente entstanden ist. Für diese Deutung spricht die in Fig. 19 dargestellte Wechselagerung zwischen Terrassensedimenten und Höttinger Schutt, welche südwestlich von der oberen Brücke des Höttinger Grabens am West-



Fig. 19. 1 = liegende Grundmoräne, 2 = Höttinger Breccie, 3 = Höttinger Schutt, 4 = Terrassensedimente, 5 = hangende Grundmoräne.

hang erschlossen ist. Der erste Schnitt setzt oberhalb dieser Brücke über den Höttinger Graben und der dritte unterste unterhalb derselben. Ich stelle mir vor, daß anfangs die Schuttlieferung des Höttinger Baches überwog, wenn es schon zu Einmischungen von Inntalsedimenten kam. Später siegte die rascher anschwellende Inntalaufschüttung und ihre Schuttmassen drangen tief ins Höttinger Tal hinein vor. Gegen Ende der Aufschüttung gelang es wieder einzelnen Schuttgüssen des steilen Tales, weiter vorzudringen. Nach dieser Auffassung haben wir im Höttinger Tale ein ausgezeichnetes Bild für den Raumkampf zwischen einheimischen und fremden Schuttarten vor uns. Die weit ausgedehnte Breccie beweist eine gewaltige Gehängeverschüttung, die, nach dem Abbruch ihrer mächtigen Stirne zu schließen, noch weit ins Inntal

hinausragte. Diese Verschüttung erlag später einer starken Erosion, welche auch während der Auffüllung der Terrassensedimente ihren Fortgang nahm. Anfangs überwog die Schuttlieferung des Höttinger Tales, dann jene des Inntales. Erst gegen Ende bemerken wir wieder einen kleinen Vorstoß des Höttinger Schuttes.

Den kleinen Rest einer Grundmoräne, welchen *Blas*¹⁾ oberhalb der Höttinger Kirche an der Grenze zwischen Höttinger Breccie und Terrassensedimenten entdeckt hat, halte ich für eine Einpressung der hangenden Grundmoräne. Die Schuttmassen der Rückzugsstadien reichen nördlich von Innsbruck ebenfalls bis auf die Terrasse hernieder,

W.

Solstein Kette

O.

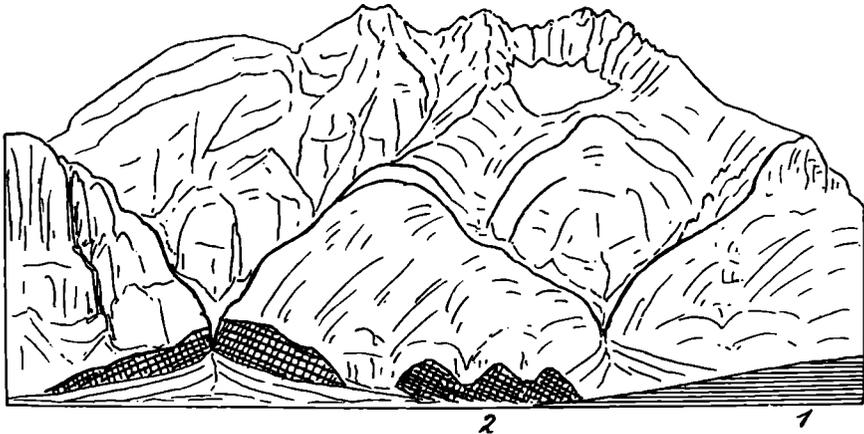


Fig. 20. Alte Schuttkegelreste der Kranebitter Klamm. Skizze von Dr. W. Hammer.

doch zeigen sie nirgends so deutlich ausgesprochene Formen wie im Mieminger Gebiete.

Ein eigenartiges Verhältnis zeigt sich an den Mündungen der Kranebitter Klamm (Fig. 20) und des Halltales. Vor der ersteren sind die Terrassensedimente (1) ganz entfernt, vor der letzteren sehr stark erniedrigt. Hier finden sich dann die Überreste von mächtigen, fast rein kalkalpinen Schuttkegeln (2), welche aller Wahrscheinlichkeit nach als Aufschüttungen der Rückzugsstadien dieser tiefen und engen Täler zu verstehen sind. Sie zeichnen sich durch eine steile und sehr unruhige Schüttung sowie durch raschen Wechsel zwischen feinerem, schlammigem Schutt und größerem Blockwerk aus.

¹⁾ Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1889 S. 477—478.

Die langgestreckte Gnadentaler-Vomper Terrasse enthält am Vomper Bach einen großartigen hierhergehörigen Aufschluß. Wir finden da einen mächtigen, verkalkten Schuttkegel des Vomper Tales, welcher Gletscherschliffe, Grundmoräne und gefälte Bändertone mit gekritzten Geschieben überlagert (Fig. 21). Der Schuttkegel drang sehr weit ins Inntal vor, das zur Zeit seiner Bildung tiefer als heute gewesen sein muß. Weiter taleinwärts treffen wir am Abhange des Hochnissls die Reste einer ausgedehnten Gehängebreccie. Es liegt sehr nahe, diese Gehängeverschüttung mit dem großen Bachschuttkegel zu einer Einheit zu verbinden. Auf dieser Terrasse treffen wir am Westende

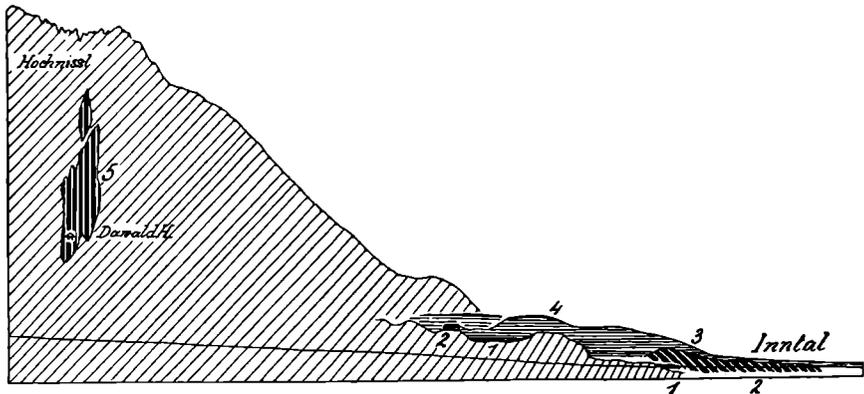


Fig. 21. 1 = liegende Grundmoräne, 2 = Vomper Schuttkegel, 3 = Terrassen-sedimente, 4 = hangende Grundmoräne, 5 = Gehängebreccie.

am Fuße der Bettelwurfkette auf Ablagerungen, welche man als Gebilde von Rückzugsstadien begreifen kann.

Am Ostende der eben besprochenen Terrasse zeigt das Stallental (Fig. 22) in seinem vorderen Teile sehr schön das Eindringen der Inntal-sedimente. Der schroffen Klamm sind bis innerhalb von St. Georgenberg Bändertone, Mehlsande und Schotter des Inns eingefüttert. Erheblich weiter drinnen begegnen wir dann einer stattlichen, kalkalpinen Aufschüttung, welche den Stallboden trägt. Es liegt hier wieder die Ablagerung eines Rückzugsstadiums vor, dessen Gletscher nicht bis ins Inntal vorquollen.

Am Achenseedamme haben wir als Liegendes einen alten, dem Inntale zufallenden Schuttkegel aus Achentale-Gesteinen. Darüber dringen die Inntalsedimente teilweise in einer lebhaften Schrägschichtung mächtig gegen Norden vor.

Im Brandenberger Tale ist der Einfluß der Inntalaufschüttung ganz besonders stark entwickelt und weitreichend. Im vorderen Teile

der großartigen Klamm haben wir streckenweise ganz in der Tiefe noch heute Innsande und Schotter erhalten. Im Brandenberger Becken sind sie zu beiden Seiten der Ache in großer Mächtigkeit aufgeschichtet. Bezeichnend ist, daß auch hier die Serie der Aufschüttung mit grobem Achenschotter beginnt, der bald Bändertonen, Mehlsanden und Schottern weichen muß. Die Einmischung von zentralalpinen Geröllen läßt sich hier etwa 10 km von der Klammöffnung einwärts verfolgen. Ich muß hier noch einen Irrtum richtig stellen, der sich auf die in dieser Zeitschrift (Bd. II S. 34—35) gegebene Darstellung der grobblockigen Breccie des Marietaler Waldes am Abhange des Pletzackkopfes bezieht. Eine nochmalige und genauere Untersuchung dieser Breccie hat nunmehr erwiesen, daß wir es auch hier mit einer Gehängebreccie zu tun haben, welche jedoch ganz ungewöhnlich grobzülig entwickelt ist. Sie ist älter als die tiefer liegende Grundmoräne, welche sich an einzelnen

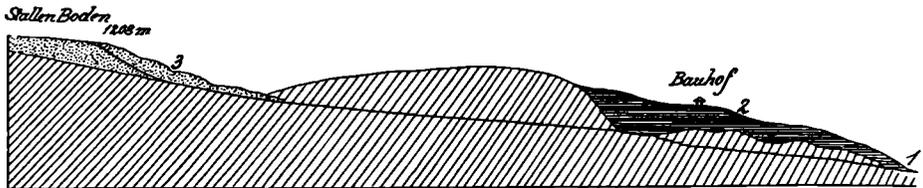


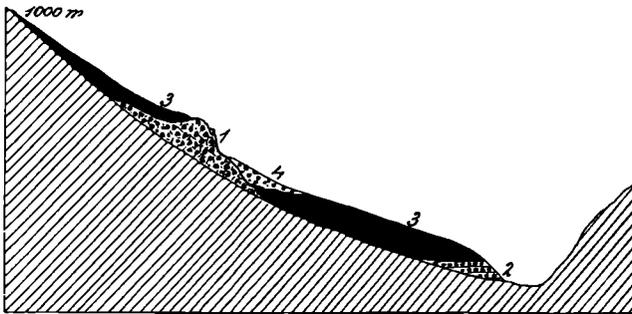
Fig. 22. 1 = Terrassensedimente, 2 = hangende Grundmoräne, 3 = Ablagerung des Stallengletschers.

Stellen nahe zusammenhängend bis über die Wandfläche der Breccie empor verfolgen läßt. Sie überlagert die Breccie noch mit bedeutenden Massen. Diese Überlagerung hatte ich bei meinem kurzen, ersten Besuche nicht entdeckt und war so zur Ansicht gelangt, daß die Breccie jünger als die Grundmoräne sei. Von der Breccie haben sich vielfach Blöcke abgelöst und auf die Grundmoräne geworfen, so daß der Anschein einer Überlagerung vorhanden ist. Ich füge den zwei in dieser Zeitschrift Bd. II S. 35 gegebenen Profilen nun noch eines bei (Fig. 23), welches die neue Beobachtung zur Geltung bringt. Die Breccie ist unter der Grundmoräne an einer Stelle auffallend glatt abgeschnitten, was vielleicht von einem Schlicke herrührt.

Nach dieser Erkenntnis war somit das Brandenberger Tal vor der Einfüllung der Terrassensedimente durch eine mächtige Gehängebreccie des Pletzackkopfes (Ostecke des Sonnwendgebirges) abgesperrt. Im Zeitalter der Terrassensedimente war diese Bildung schon wieder von der Ache durchbrochen und größtenteils entfernt. Es ist sehr gut denkbar, daß wir in dieser Breccie einen Bergsturz vor uns haben,

welcher einen weit älteren Vorläufer des heute im Inntal liegenden jungen Bergsturzes an der Südseite des Pletzachkopfes darstellen würde. Während der junge Sturz nach Süden ins Inntal niederbrach, warf sich der alte gegen Osten ins vorderste Brandenberger Tal. Ablagerungen von Rückzugsstadien treten wegen des niedrigen Bergkranzes nirgends mit den Terrassensedimenten zusammen.

Im Tale der Thiersee-Ache habe ich keine solchen Breccien gefunden. Ebenso fehlen sie im Auerbachtale. Das Eindringen der Inntalsedimente ist schon im Vorhergehenden geschildert worden. Ganz am Rande der Alpen finden wir noch am Förchenbach bei Brannenburg ein aus-



Marietaler Wald

Brandenberger Ache.

Fig. 23. 1 = grobblockige Gehängebreccie, 2 = Terrassensedimente, 3 = hangende Grundmoräne, 4 = Absturztrümmer der Gehängebreccie.

gezeichnetes Beispiel einer Bachbreccie, welche ebenfalls schon erwähnt wurde.

An der Südseite des Inntales ist der Nachweis dieser Verhältnisse im zentralalpinen Gebirge sehr erschwert. Ich habe diesen Teil, der außerhalb meiner eigentlichen Aufnahmestätigkeit gelegen ist, auch nicht so eingehend erforschen können. Ohne Zweifel herrschen hier ähnliche Erscheinungen. Mit dem Übertritt der Triaszone auf die Südseite des Inntales lassen sich die Mischungsverhältnisse der Schuttarten und die Gehängebreccien wieder leicht verfolgen.

Die Täler vom Zillertale bis zur Häringer Terrasse habe ich schon im Jahre 1907 in dieser Zeitschrift S. 31—54 auf ihren Schuttgehalt hin geprüft. Eine ältere Breccie haben wir dabei nur unter den Terrassensedimenten des Wörglerbaches (S. 43 Fig. 12) angetroffen. In dem an Terrassensedimenten so reichen Brixentale habe ich keine Gehängebreccien entdecken können. Ebenso treten die Ablagerungen der Rück-

zugsstadien nur in sehr bescheidenem Umfange mit den Terrassen zusammen.

Im Gegensatze dazu ist das Kaisergebirge wieder reich an Gehängebreccien. Ich habe bereits in der Arbeit über die Gehängebreccien ¹⁾ das Wichtigste darüber angegeben. Weitere Mitteilungen sollen außerdem in dieser Untersuchung vorgebracht werden. Wir finden allenthalben dasselbe Verhältnis zwischen der jeweiligen Vorherrschaft des einheimischen und fremden Schuttes, das wir nun hinlänglich kennen. Die Gehängebreccien trieben ihren Schutt bis in die tiefen Haupttalungen nieder. Sie wurden zerstört und später flutet aus den Haupttälern der Schutt in die Seitentäler hinein.

Die Gehängebreccien sind nicht nur an der Süd-, sondern auch an der Nord- und Nordwestseite des Kaisergebirges entwickelt. Der

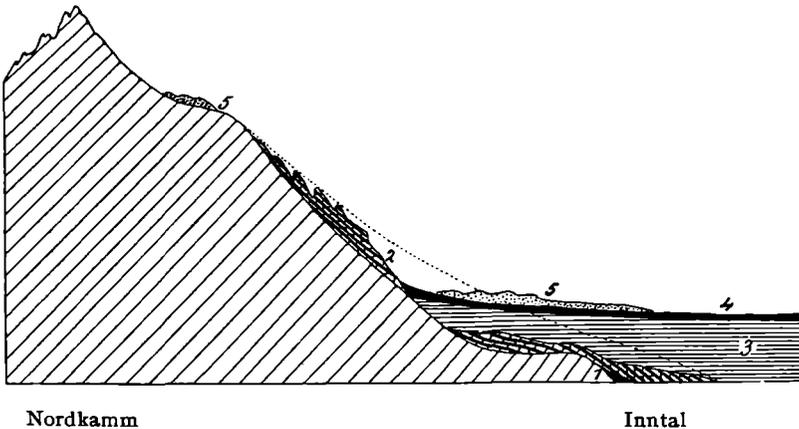


Fig. 24. 1 = liegende Grundmoräne, 2 = Gehängebreccie, 3 = Terrassensedimente, 4 = hangende Grundmoräne, 5 = Rückzugsstadien.

Bergsturz, welcher zwischen Mühlthal und Durchholzen (Fig. 6) ausgestreckt liegt, besteht größtenteils aus den Trümmern einer Gehängebreccie. In den Gräben südöstlich von Buchberg finden sich ebenso wieder Reste einer Gehängebreccie, an deren Bestand auch einzelne zentralalpine Gerölle teilnehmen. Bei Gasteig steht ein Konglomerat von kalkalpinen Geröllen mit einzelnen zentralalpinen Einschlüssen an, welches in der Tiefe des Innthales unterhalb dieser Gehängebreccien wahrscheinlich als Bachschuttkegel ihnen zugeordnet ist.

Das konstante Verhältnis, welches zwischen den Terrassensedimenten einerseits und den Gehängebreccien sowie den Ablagerungen

¹⁾ Jahrbuch der k. k. Geolog. Reichsanstalt (Wien) Bd. 57 S. 745—796.

der Rückzugsstadien andererseits besteht, muß bei der Entstehungserklärung wohl beachtet werden (Fig. 24). Die Gehängebreccien stellen uns den Typus einer allseitig gesteigerten Schuttförderung, einer großartigen Schuttverkleidung des Gebirges dar. Die Berghänge werden mit gewaltigen Schutthalden bedeckt und die Bäche schicken reiche Schuttkegel in die Haupttäler.

Aber diese Schuttkegel behalten trotz ihrer Mächtigkeit volle, eigene Selbständigkeit. Sie verschmelzen nirgends in den großen Tälern zu zusammenhängenden, einheitlichen Aufschüttungen. Sie zeigen uns aufs deutlichste, daß selbst eine so lebhaft gesteigerte Schuttbildung durchaus nicht zur Schaffung von Terrassensedimenten führt. Es zeigt sich vielmehr, daß gesteigerte Schuttbildung vor allem zu einer Anhäufung der Gesteinstrümmen an den Gehängen und an den Mündungen der steilen Seitentäler führt. Die Wirkung bleibt trotz der großen Ausdehnung der Erscheinung immer eng an das jeweilige erzeugende Berggehänge gebunden. Der Schuttbildung steht durchaus keine entsprechende Schuttzerstreuung gegenüber. Die Schuttmassen lagern sich nach kurzer Bewegung ab, sie verstreuen sich nicht über weite Flächen, sie türmen sich am Fuße der Gehänge auf und verstopfen die Mündungen der Seitentäler. Es fehlt ihnen die leichte Beweglichkeit, die bunte Mischung und weite Wanderkraft, welche für die Bestandteile der Terrassensedimente so bezeichnend ist. Es kann ein großes Tal mit mächtigen Schuttkegeln beschwert werden, trotzdem kommt es nicht zur Bildung von Terrassensedimenten. Der Fluß schlingt sich um die Kegel herum, durchschneidet sie gelegentlich und ist stark genug, seine Bahn offen zu halten. Abstauungen durch allzurasch vorgeschobene Kegel bewirken eine lokale Steigerung seiner Erosionskraft und werden dadurch um so rascher bewältigt. Die Struktur einer Talverschüttung durch allmählich zusammenwachsende Schuttkegel gibt Fig. 25 wieder.

Solche Verschrägungen, welche bei dieser Entstehung notwendig vorhanden sind, haben wir bei den Terrassensedimenten nicht beobachten können. Der innige Zusammenschluß mit dem Seitengehänge, der hier besonders klar zum Ausdruck kommt, besteht bei den Terrassensedimenten durchaus nicht. Ein solcher Aufbau müßte auch die bunte, weitschweifende Vermischung der einzelnen Schuttarten längs eines größeren Talzuges nahezu völlig aufheben und an ihre Stelle eine leicht erkennbare, lokale Verknüpfung mit den Seitenhängen setzen. Alle Eigenarten der Terrassensedimente widersprechen der

Annahme, daß sie das Erzeugnis einer allgemein gesteigerten Schuttbildung darstellen.

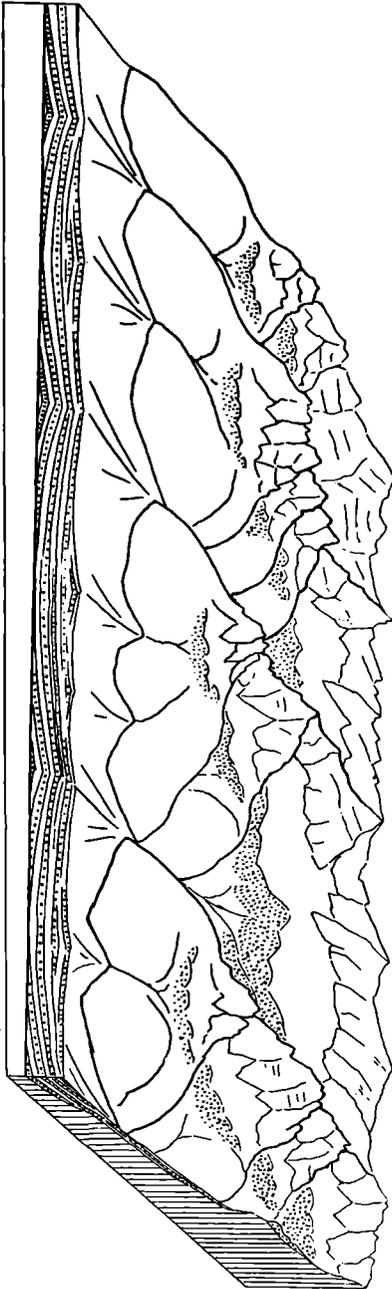


Fig. 25. Das Schema stellt einen Gebirgsausschnitt entlang einem Haupttale dar. In den Karen liegen die Schuttwälle (feinpunktiert) von Gletschern aufgespeichert. Die Seitenbäche treiben ihre Schuttkegel ins Haupttal vor, wo dieselben (lagenweise punktiert) mit der Zeit nachbarlich verwachsen. Der Querschnitt zeigt das Verhältnis der Verschüttung des Seitentales gegenüber dem Haupttal.

Ebensowenig sind die Erscheinungsformen der Terrassensedimente mit der Hypothese vereinbar, daß sie Ablagerungen einer anwachsenden Vergletscherung vorstellen. Wir haben an vielen Stellen die charakteristischen Ablagerungen der Gletscher der Rückzugsstadien auf den Terrassen gefunden. Genau gleichartige Ablagerungen müßten auch beim Anschwellen einer Vergletscherung allenthalben am Hochgebirgshänge entstanden sein. Für ihre Ablagerungsformen gibt ebenfalls Fig. 25 eine Vorstellung. Ablagerungen dieser Art fehlen vollständig im Besitze der Terrassensedimente.

Sob bleibt für denjenigen, welcher die Terrassensedimente für Gebilde einer vorrückenden Vergletscherung ansehen will, nur die Annahme, daß diese Sedimente zu einer Zeit gebildet wurden, wo die seitlichen Hängegletscher noch nicht groß genug waren, um ihren Schutt ins Tal zu senden. Damit ist aber zugestanden, daß die Terrassensedimente nur von kleinen noch weit zurückliegenden Gletschern

abstammen können. Das ist wieder im Hinblick auf ihre gewaltigen Massen undenkbar.

Entwicklung in der Längsrichtung des Inntales. Verhältnis zu den Aufschüttungen des Isar-Loisach-Gebietes. Die Entwicklung der Terrassensedimente in der Längsrichtung des Haupttales ist eine auffallend gleichmäßige. Die Terrassenreste bei Imst und am Rande der Alpen können unmittelbar als sehr ähnliche Gebilde miteinander verglichen werden. Das weist ebenfalls wieder auf eine einheitliche Entstehung dieser Gebilde hin.

Es ist nicht möglich, die Terrassensedimente als eine Summe von langsam aneinander gereihten Endmoränen und Schotterfeldern eines vorrückenden Gletschers zu begreifen. Die wechselreiche, unruhige Struktur einer so entstandenen Bildung, die notwendige, häufige Vermischung von Grundmoränen, Endmoränen und fluvioglazialen Sedimenten, die innige Verknetung, Verfaltung und Überschiebung durch die nachdrängenden Eismassen sind nicht zu beobachten. Ebenso fehlen die charakteristischen Verzahnungen zwischen Endmoränen und Schottern vollständig, welche ja bei einem solchen Wachstum der Terrassensedimente in großer Anzahl talabwärts hintereinander folgen müßten.

Wir wissen, daß die Terrassensedimente nirgends Ablagerungen von benachbarten Lokalgletschern enthalten. Sie müssen also zu einer Zeit gebildet worden sein, wo die Gletscher des begleitenden Hochgebirges nicht kräftig genug waren, ihren Schutt ins Tal zu stoßen. Das könnte nur ganz im Beginne der Vergletscherung gewesen sein, da ja z. B. die Mieminger Kette noch heute an ihrer Südseite einen kleinen Gletscher in einer Karnische der Griesspitzen zu ernähren vermag.

Weil nun einerseits die Terrassensedimente durch gleichmäßige Struktur als eine einheitliche Bildung bezeichnet werden, andererseits alle Einschaltungen von gleichzeitigen, nahen Gehängegletschern fehlen, könnten sie nur von verhältnismäßig weit zurückliegenden Gletschern geschaffen worden sein. Das ist wegen ihrer gewaltigen Massen nicht möglich. Wie soll z. B. durch einen Inngletscher, welcher vielleicht zwischen Nauders und Landeck verweilte, diese riesige Schutt aufspeicherung veranlaßt worden sein? Grobes Blockwerk fehlt, also müßten wir die Terrassensedimente hauptsächlich als umgeschwemmte Grundmoränen auffassen. Wie sollen solche Gletscher so ungeheure

Massen von Grundmoränen ausstoßen, wenn selbst die Grundmoränen des vollgewachsenen Inngletschers nur an einzelnen Sammelstellen 20—60 m mächtig werden? Ablagerungen, welche gleich den Terrassensedimenten oft 300—400 m hoch aufgeschüttet wurden, können nicht von Grundmoränen kleinerer Gletscher abgeleitet werden.

Ich will die Betrachtungen über die Entwicklung der Terrassensedimente entlang des Inntales nicht abschließen, ohne des Auftretens von ähnlichen Ablagerungen im Isargebiete zu gedenken. Vorzüglich durch die Forschertätigkeit P e n c k s¹⁾ sind diese Erscheinungen in den Kreis des glazialen Beobachtungsschatzes gerückt worden.

Im Isartale treten unterhalb von Mittenwald mächtige Schotter auf, welche besonders in den oberen Lagen reichlich mit zentralalpinen Geröllen vermengt sind. Der Reichtum dieser Schotter an solchen Geröllen ist gegenüber den heutigen Isarschottern so bedeutend, daß man nicht daran denken kann, dieselben aus Umschwemmungen von hinterlassenen Grundmoränen oder von zusammengeschlepptem, erraticem Schutte abzuleiten. P e n c k erklärte später²⁾ diese Sedimente, welche mit Bändertonlagern beginnen, für ein Schotterfeld des Bühlgletschers, das derselbe entsandte, als er auf der Höhe des Seefelder Sattels lagerte. Sie wären also nach dieser Auffassung sowohl etwas jünger als die Terrassensedimente des Inntales, als auch von anderer Entstehungsart. Letztere sollen ja v o r dem Vorrücken des Bühlgletschers als Stauschotter in einem abgesperrten Talraum abgesetzt worden sein, während erstere erst während des Vorrückens, und zwar als freies, vorlaufendes Schotterfeld gebildet wurden.

Wer beide Ablagerungen kennt, wird schon wegen der auffallenden Ähnlichkeit derselben an dieser Erklärung zweifeln. Weitere, ernstere Bedenken ergeben sich jedoch bei einer näheren Prüfung dieses Erklärungsversuches. Der vordringende Bühlgletscher bewegte sich im Inntale südlich des durchschnittlich über 1200 m hohen Buchener-Seefelder Sattels über die etwa bis gegen 1000 m hoch aufgeschüttete Inntal-Terrasse. Der Gletscher müßte daher im Inntale erheblich über 200 m Mächtigkeit erreicht haben, bevor er die tieferen Stellen der breiten Einsattelung überschreiten konnte. Es ist daher notwendig, daß der südlich des Seefelder Passes 200 m starke Eisstrom verhältnismäßig weit im Inntal abwärts vorgedrungen sein mußte, bevor er hier gegen Norden ausbiegen konnte.

1) Vergletscherung der Deutschen Alpen 1882. Kap. XIII, XIV.

2) Alpen im Eiszeitalter S. 337—341.

Wenn nun der Eisstrom im Inntale die nötige Höhe erreicht hatte, so mußten notwendig zuerst seine nördlichen Stromadern zum Überschwellen gelangen. Diese bewegten sich aber vorher auf einer sehr langen Strecke ausschließlich entlang dem kalkalpinen Gehänge der Nordalpen und mußten daher vor allem auch mit kalkalpinem Schutt durchdrungen und belastet sein. Zentralalpines Material konnte nur durch Vermittlung der Grundmoränen oder durch weit vom Südgehänge des Inntales herüberschießende Lawinen in diese Teile des Gletschers gelangen. Nun enthalten die Grundmoränen, welche heute den Seefelder Paß noch überkleiden, allenthalben zentralalpine Gerölle, doch nur in recht geringer Beimengung, wie es ja der stets lokalen Fazies der Grundmoränen entspricht. Dafür sind am Süd- und Westgehänge der Seefelder Gruppe große, eckige zentralalpine Blöcke in bedeutender Menge und bis zu beträchtlichen Höhen herum verstreut.

Beachten wir nunmehr die geographischen Dimensionen dieser Gegend, welche für unsere Ablagerungen in Betracht kommen. Die Höhenlinie der Buchener-Seefelder Sattelung schwankt zwischen 1222, 1260, 1324, 1250 und 1185 m. Die Breite des Passes ist auffallend groß und beträgt zwischen Mieminger und Seefelder Gebirge ca. 6 km. Gegen Nordosten hin verschmälert sich dann diese weite Öffnung rasch zu den zwei Engpässen der Leutascher Klamm und der Porta Claudia. Die Entfernung vom Scheitel des Sattels bis zum Beginne des Mittenwalder Beckens macht bei 15 km aus, das heutige Gefälle dabei im Minimum ca. 300 m.

Folgen wir nun dem Gedankengange P e n c k s und stellen wir uns vor, der Saum des Bühlgletschers halte den Sattel besetzt und werfe dort Ablagerungen auf. Sie müssen vorzüglich aus kalkalpinem Schuttwerk sowie aus Grundmoränen bestanden haben. Letztere können vorerst nur in bescheidenen Mengen ausgetreten sein, da ja der steile Aufstieg vom Inntale herauf bei niedrigem Überdruck einer Aufschleppung sehr hemmend entgegen wirken mußte. Zudem war ja die Hauptbewegung nach wie vor dem Inntale entlang gerichtet. Diese Ablagerungen wurden nun von den Schmelzwässern bei dem steilen Gefälle rasch ins Mittenwalder Becken getragen und dabei mit den Schuttmassen des Karwendel- und Wetterstein-Gebirges vermischt. Wie soll nun bei dieser Entstehung in den Schotterablagerungen des Mittenwalder Beckens eine Zumischung von zentralalpinen Geröllen vorhanden sein, die 25—30 % beträgt? Das erscheint mir ausgeschlossen.

Die zentralalpinen Gerölle in den alten Isarschottern zeigen eine so vollkommene Abrundung, daß es ganz undenkbar ist, daß sie auf

dem Wege vom Seefelder Sattel bis ins Mittenwalder Becken aus eckigen Trümmern so zugerundet wurden. Dazu ist der Weg viel zu kurz und das Gefälle zu steil. Sie müssen den Seefelder Sattel schon als fertige Gerölle überschritten haben. Daher könnten sie, wenn man die P e n c k -sche Auffassung zugrunde legt, nur aus Grundmoränen des Bühlgletschers herkommen. Die Grundmoränen des Seefelder Sattels enthalten nun aber weit weniger zentralalpine Gerölle als die Isarschotter. Wie soll nun aus einer Ablagerung mit ziemlich spärlichen zentralalpinen Bestandteilen durch Umschwemmen und Vermischen mit kalkalpinem Schotter eine so starke Anreicherung von zentralalpinen Geröllen hervorgehen? Um die Schotter des Isargebietes so reichlich mit zentralalpinen Geröllen zu vermengen, müßte man aus vielemals größeren Massen von Grundmoränen alle zentralalpinen Geschiebe zusammenschleppen. Der Gehalt an solchen Geröllen beträgt in den heute am Seefelder Passe ruhenden Grundmoränen vielleicht 5—8% der Geschiebemenge. Wir würden somit eine 4—6 fache Grundmoränenmasse ausschwemmen müssen, um die nötige Konzentration von Urgebirgsgeröllen zu erhalten. Wo sind aber dann die riesigen anderen kalkalpinen Geröllmassen hingekommen? Es ist undenkbar, daß diese auf der kurzen, steilen Wegstrecke von 15 km Länge zerrieben wurden und etwa so nur die härteren Urgebirgsgerölle übrig blieben. So große Massen von Grundmoränen können nicht am Rande eines Gletschers der hier vorliegenden Größe ausgestoßen werden. Außerdem müssen aber auch die Eismassen bei dem starken Gefälle verhältnismäßig rasch bis ins Mittenwalder Becken gelangt sein. Daher stand der Ablagerung während eines Eisvordranges von nur 15 km auf schräger Bahn keine lange Zeit zur Verfügung. Da bliebe nur wieder die sehr willkürliche Ausflucht, gerade am Seefelder Sattel einen langen Aufenthalt der Bühlvergletscherung anzunehmen, für den sich sonst keine Anzeichen ergeben. Die Eismassen müßten gerade den Sattel erstiegen und statt nun beschleunigt nach Norden abzufließen auf seiner Höhe lange gehalten haben. Das ist zu unwahrscheinlich. Wir können die reichen zentralalpinen Schotter des Isargebietes nicht von Grundmoränen eines Gletschers ableiten, der auf den Höhen von Seefeld lagert.

Noch weniger kann man auf diesem Wege den gleichen Reichtum von zentralalpinen Geröllen in den weitgedehnten Schottern der Murnauer Gegend erklären. Ob man nun annimmt, daß dieselben mit der Isaraufschüttung zusammenhängen oder Ablagerungen eines ins Loisachtal vorgedrungenen Armes des Inngletschers vorstellen, die innere Unwahrscheinlichkeit dieser Erklärung bleibt bestehen. Ein Gletscher-

arm, der vom Inntal aus durch das vielgeschlungene Fernpaßtal ins Loisachgebiet vordringt, kann in seiner Grundmoräne gewiß nur äußerst spärliche zentralalpine Gerölle enthalten, wenn er diese vom Inntale hinaus schleppen müßte. Auf diesem Wege müßten sowohl die allenfalls vorhandenen zentralalpinen Schuttfäden längst gestrandet als auch Grundmoränen aus dem Inntalschotter vollständig durch kalkalpines Material ersetzt worden sein. Leitet man die Murnauer Schotterdecken aber vom Seefelder Paß her, so gilt in noch höherem Grade das über die Isarschotter Gesagte.

Aus diesen Gründen weise ich diese Erklärung ab und bilde die Annahme, daß die Aufschüttung des Inntal-Gebietes auch mit der des Isar- und Loisach-Gebietes in unmittelbarem Zusammenhange stand. Das könnte einerseits durch ein gewaltiges Hochschwellen dieser Aufschüttung oder durch Veränderungen im Grundgebirge erreicht worden sein. Mir scheint das letztere bei weitem näher zu liegen. Ich stelle mir vor, daß sowohl der Fernpaß als auch der Seefelder Sattel anlässlich der großen Gefällsschwankung, welche die Terrassensedimente hervorrief, so weit eingebogen waren, daß die höheren Teile der Inntalaufschüttung darüber nach Norden fluten konnten. Später wurden diese Verbiegungen wieder umgestaltet.

Die Ähnlichkeiten zwischen dem Isar- und Inn-Gebiete sind übrigens nicht auf die Terrassensedimente beschränkt. Es treten sowohl im Leutasch-Scharnitzer Becken als auch bei Mittenwald und Wallgau ausgedehntere Bach- und Gehängebreccien auf, welche genau dieselbe Struktur, Einordnung und Beziehung zu den Terrassensedimenten und Grundmoränen aufweisen, die wir im Inntalgebiete als leitend erkannt haben.

Zum Schlusse möchte ich noch darauf hinweisen, daß auch hier nach der P e n c k schen Auffassung mindestens zweimal, wahrscheinlich aber sogar viermal die gleichen Ablagerungsbedingungen im Laufe der Würmvergletscherung zustande gekommen sein müßten. Zweimal lagen nach dieser Anschauung vordringende und zweimal rückweichende Gletscherenden auf dem Seefelder Sattel. Ihnen soll aber im Isar-Loisach-Gebiete ebenso wie im Inntal nur eine Ablagerungsserie entsprechen. Das ist höchst unwahrscheinlich.

Untere und obere Grundmoräne. Reste liegender Grundmoränen sind unter den Terrassensedimenten zwar an vielen Stellen, doch meist nur in sehr geringem Umfange erschlossen. Ihre Geschiebe zeichnen sich häufig durch schöne Politur und lebhaftes Kritzenornament aus.

Zentralalpine Geschiebe sind, wenn auch spärlich, allenthalben darin zu entdecken. Wir haben die Überreste von sehr gleichmäßig und stark bearbeiteten Grundmoränen eines älteren Inngletschers vor uns. Dieselben sind heute im ganzen Verbreitungsgebiete der Terrassensedimente des Inntales nachgewiesen. Wir haben schon hervorgehoben, daß diese alten Grundmoränen mehrfach zu Bändertonen umgeschwemmt wurden, in denen dann öfters einzelne, blanke Kritzengeschiebe aufbewahrt blieben.

Als sehr bezeichnend muß hervorgehoben werden, daß die liegenden Grundmoränen durchaus in verhältnismäßig sehr schuttarme, geradezu nackte Felstäler eingelagert wurden. Denkt man sich die hangenden Grundmoränen, die Terrassensedimente und die Gehängebreccien entfernt, so verbleibt vom älteren glazialen Schuttwerke mit Ausnahme der sehr seltenen Konglomerate nichts als die liegenden Grundmoränen, welche unmittelbar dem Grundgebirge aufsitzen. Wenn der Ablagerung dieser Grundmoränen schon eine Aufschüttung vorgebreitet war, wie man ja nach dem Vorhandensein der alten Konglomerate (Nassereith, Durchholzen, Brannenburg) annehmen darf, so muß dieselbe bis zum Rückzuge der älteren Vergletscherung nahezu vollständig entfernt worden sein. Setzen wir die alte und junge Aufschüttung einander als gleichwertig gegenüber, so kommen wir zu dem Schlusse, daß die Erosionswirkung der älteren Vergletscherung ganz ungleich größer gewesen ist.

Die hangende Grundmoräne ist in ungleich größeren Massen überliefert worden. So sind z. B. auf der Imster, Mieminger, Törwanger Hochfläche weite und mächtige Grundmoränenfelder bis heute erhalten geblieben. An zahlreichen anderen Stellen wurden bedeutende Massen in enge Schluchten und Bergwinkel hineingedrückt und so vor der Zerstörung bewahrt.

Die hangende Grundmoränendecke strebt vielfach aus der Tiefe des Inntales über die Terrassensedimente noch hoch ins Berggelände empor. Wir haben z. B. die hangenden Grundmoränen bei Mötzt (660 m) in der Tiefe des Inntales, von wo sie zusammenhängend zur Obsteiger Terrasse (995 m) und dann in einer Kette von Resten zum Mariaberg-Joch (1820 m) aufsteigen und dieses gegen Norden überschreiten.

So zeigt die Grundmoränendecke gegen alle anderen Ablagerungen eine scharfe Diskordanz. Dieselbe spricht sich gegenüber den Terrassensedimenten auch durch die stark verschiedene Zusammensetzung aus. Selbst den Grundmoränenfeldern, die weithin auf vorzüglich zentralalpinen Terrassenschottern liegen, sind solche Gerölle nur in be-

scheidenem Verhältnisse beigemischt. So lassen sich Grundmoränen und Terrassensedimente allenthalben genau und bestimmt auseinanderlesen, was für den kartierenden Geologen von großer Bedeutung ist. Wechsellagerungen sind innerhalb der Alpen im Inntalgebiete sehr selten und stets von ganz geringer Ausdehnung. Sie sind wohl als Bildungen von kleinen Schwankungen beim Vorgehen oder Weichen des Eisstromes zu verstehen.

Die Inntal-Grundmoränen dringen auch in alle Seitentäler hinein, wenn diese nicht wie z. B. im Karwendelgebirge von starken Eigengletschern beschirmt waren. Dieses Eindringen ist nun aber besonders in Hinsicht auf die Stauungshypothese sehr bemerkenswert. Wir finden an der Öffnung von sog. verbauten Seitentälern gewöhnlich die Felshänge bis nahe ans Haupttal herab mit Grundmoränenresten verkleidet. Dringen wir weiter talein, so gelangen wir ins Gebiet der Einlagerung geschichteter Sedimente. Diese werden dann auf der

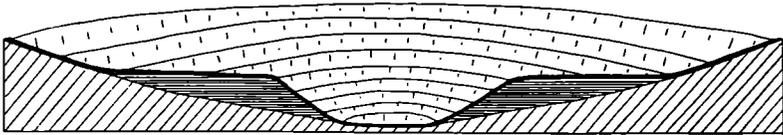


Fig. 26.

Höhe der von ihnen erbauten Terrasse wieder von Grundmoränen bedeckt, welche dann taleinwärts und bergwärts allein vorherrschen. Fig. 22 gibt den Typus dieser Erscheinung wieder, welche an zahlreichen Seitentälern zu sehen ist. Der Schnitt ist von einem Haupttal in zwei senkrecht gegenüber mündende Seitentäler hineingeführt. Wir sehen, daß die Terrassensedimente gleichsam Keile zwischen Grundgebirge und hangender Grundmoräne bilden. In manchen Fällen steigt die hangende Grundmoräne (siehe Fig. 11 S. 63) am Eingange des Seitentales steil empor, um sich dann im Hintergrunde sogar bis unter die Höhe der Schotterterrasse herabzusenken. Diese Erscheinungen sind nicht mit den Forderungen der Stauungshypothese zu vereinen.

Wenn die Terrassensedimente in den Seitentälern Stauprodukte wären, die durch einen vorliegenden, allgemach höher schwellenden Eisstrom erzwungen wurden, so könnten sie nicht wohl die in Fig. 26 schematisierte Erscheinungsform zeigen.

Die Grenzfläche zwischen dem aufwachsenden Eise und Schuttwerk gibt uns ein Bild der hier auftretenden Gleichgewichtszustände.

Diese ideale Fläche muß, wie der Querschnitt Fig. 27 weisen soll, senkrecht stehen, wenn das Wachstum beider Ablagerungen (Eis = schwarz, Schutt = schraffiert) vollkommen gleichmäßig ist. Sie muß sich (Fig. 28) gegen das Haupttal neigen, wenn der Schutt rascher anwächst, und gegen das Nebental (Fig. 29), wenn das Eis schneller zunimmt. Periodisches Ab- und Zunehmen des Wachstums zeigt sich als eine zickzackförmige Begrenzung (Fig. 30). Dabei ist natürlich von den Verzerrungen und Zerstörungen infolge der Eisbewegung entlang des Haupttales gänzlich abgesehen. Die Grundmoräne muß nun nach der Stauungshypothese innerhalb bestimmter Grenzen in einem verbauten Seiten-

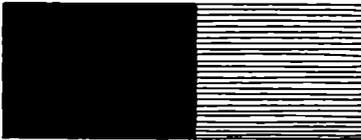


Fig. 27



Fig. 30



Fig. 28

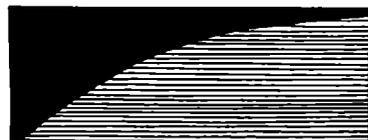


Fig. 29

tale ungefähr eine solche Grenzzone zwischen aufwachsendem Eis und Schutt darstellen.

Ich habe in Fig. 31 in einem Längsschnitte durch ein Seitental die häufigst beobachtete normale Wachstumskurve (Schnittlinie der Wachstumsfläche) = a abgebildet. Sie sagt uns, vom Standpunkte der Stauungshypothese aus besehen, daß das Wachstum des Eises rascher als jenes des Schuttes vor sich ging. Und zwar zeigt die höchst auffallende Knickstelle A den Zeitpunkt an, wo die Aufschüttung gänzlich versiegte. Diese Erscheinung ist nun umso merkwürdiger, als diese Knickstelle der Wachstumskurve in den meisten Seitentälern ungefähr in der gleichen Höhenzone liegt. Dabei ist es doch höchst unwahrscheinlich, daß die Zuschüttung in den verschiedenartigsten Tälern und zu verschiedenen Zeiten gerade immer in angenähert derselben Höhenlage völlig aufhört und der Gletscher dann ebenhin taleinwärts vordringt, ohne weitere Aufstauungen zu bewirken. Vom Standpunkte der Stauungshypothese möchte man doch ein ganz anderes

Verhältnis erwarten. Wenn die Zuschüttung vom vorliegenden und größer werdenden Gletscher erzwungen würde, so könnte dieselbe doch nicht allenthalben in bestimmter Höhenzone aufhören. Sie müßte doch so lange fortgesetzt werden, bis das Einzugsgebiet des Talschuttes vom Eise verhüllt würde. Dieses fortgesetzte Aufwachsen des gestauten Talschuttes soll schematisch Fig. 32 und die Kurve b in Fig. 31 veranschaulichen. Dieses Verhältnis des Aufbaues der sog. Stauschotter treffen wir nirgends an. Die Stauungshypothese vermag diese Erscheinung nicht zu erklären.

Ihr gegenüber deute ich diese Verhältnisse überhaupt nicht als Ablagerungs-, sondern als Erosionsgebilde.

Die Knickstelle A bedeutet danach die Grenze zwischen sehr verschieden stark angegriffenen Terrassenteilen. Die im Seitentale

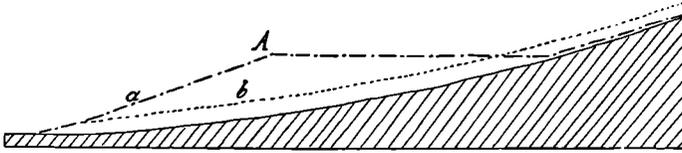


Fig. 31.

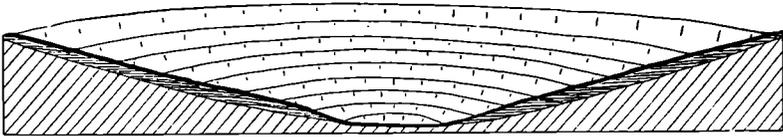


Fig. 32.

liegenden Reste der Aufschüttung sind bedeutend weniger stark erodiert worden als die dem Haupttal nahe tretenden.

Als sehr wichtig möchte ich noch hervorheben, daß diese charakteristische Erosionsschnittlinie der Terrassensedimente auch im darunter liegenden Grundgebirge wiederholt wird. Dort stellt dieselbe den steilen und unvermittelt jähren Abbruch der hochgelegenen, flachen, inneren Talböden vieler Seitentäler gegen das untertiefte Haupttal dar. Es erscheint mir sehr berechtigt, hier wie dort darin eine charakteristische Wirkung der glazialen Erosion zu erblicken.

Über die Entstehungsbedingungen.

In den vorherschreitenden Ausführungen sind die notwendigen Kriterien schon bereit gestellt, welche uns zu einer Entscheidung über die Entstehung der Terrassensedimente führen können. Für die Bildung

dieser Ablagerungen kommen zwei Gruppen von Ursachen vorzüglich in Betracht, einesteils Aufschüttungen infolge gesteigerter Schuttbildung, andernteils Aufschüttungen im Gefolge von Gefällsveränderungen.

Für die erste Art von Aufschüttungen haben wir in den Gehängebreccien und den Absätzen der Rückzugsstadien die zwei wichtigsten Typen im Verbreitungsgebiete der Terrassensedimente selbst kennen gelernt. Die Gehänge- und Bachbreccien zeigen uns die Wirkung einer allseitig gesteigerten Schuttbildung an. Wir haben schon betont, daß trotz der großartigen Schuttverhüllung des Gebirges in dem großen Haupttale des Inns keine irgendwie den Terrassensedimenten vergleichbare allgemeine und einheitliche Aufschüttung zustande kam. Die hier erzielten Aufschüttungen blieben stets lokal, entweder an den erzeugenden Berghang gelehnt oder in die Mäuler der Seitentäler eingestopft. Es stehen der gewaltigen Schuttlieferung durchaus nicht entsprechend gesteigerte Wassermengen zur Verfügung, um das riesige Material weit und gleichmäßig zu mischen und auseinander zu breiten.

Einen ebenso streng von der nächsten Bergumgebung abhängigen Aufbau weisen die Sedimente der Rückzugsstadien auf. Ihr Studium hat für unsere Angelegenheit insofern manche Bedeutung, als sie uns ja auch ein Bild der Schuttverteilung geben, welche eine vordringende Vergletscherung erzeugen muß. Wir haben erkannt, daß Ablagerungen dieser Art den Terrassensedimenten gänzlich fremd sind.

Aber die Terrassensedimente sind nicht nur zeitlich scharf von Perioden der beiden eben besprochenen Schuttbildungen getrennt, sondern auch ihrer inneren Organisation nach weit davon entfernt. Wir haben für beide Arten von Schuttlieferung und Schutt aufspeicherung die strenge und innige Abhängigkeit vom erzeugenden seitlichen Gebirge erkannt. Diese Eigenschaft fehlt aber den Terrassensedimenten gänzlich. Sie zeigen allenthalben eine ungemein bunte und weitgemischte Gesellschaft von Gesteinsarten in ihren Geröllen vereinigt. Diese stark ausgreifende und innige Vermengung so außerordentlich vieler Gesteinsarten, deren Heimstellen in dem ganzen, weiten Einlaufraum des Inns verstreut liegen, kann nur als das Werk eines reich mit seitlichen Zuflüssen ausgestatteten Flusses bezeichnet werden.

B l a a s und P e n c k haben ihre ursprüngliche Meinung, daß die Inntalterrassen ebenso aufgeschüttet seien wie die Schotter vor den Endmoränen, ebenfalls aufgegeben und sich der Stauungshypothese zugewendet. Dieselbe erklärt die Terrassensedimente für lediglich lokale Bildungen, die zu den verschiedensten Zeiten in Talräumen entstanden, welche gerade durch vorliegende Eisströme abgedämmt wurden.

Diese Hypothese geht von der richtigen Erkenntnis aus, daß die Struktur dieser Ablagerungen überall den Typus von Schuttaufstauungen infolge von Gefällsverlusten an sich trägt. Wir haben aber bei der Kartierung der Glazialablagerungen des Inntales erkannt, daß diese Annahme gerade hier, wo sie einst begründet wurde, die Beobachtungstatsachen nicht zu erklären vermag. Es ist in dieser Zeitschrift (Bd. II S. 51 ff.) gezeigt worden, daß die angebliche Aufstauung durch den Zillertalgletscher nicht vorhanden war. In dieser Abhandlung habe ich daran anschließend Beweise erbracht, daß die Terrassensedimente des Inntales bis zum Rande der Alpen in gleicher Art entwickelt waren. Es ist nicht möglich, die einheitliche Aufschüttung des Inntalgebiets als zweierlei verschiedene lokale Aufstauungen der Achen- und Laufenschwankung auseinander zu zerren. Damit ist die glaziale Stauungshypothese für das Inngebiet abgewiesen und ich suche daher, dieselbe durch eine tektonische Stauungshypothese zu ersetzen.

Nach ihr haben umfangreiche Gefällsverminderungen im Inngebiete mächtige Aufspeicherungen an See-, Bach- und Flußsedimenten erzwungen. Diese Aufschüttungen, welche, wie wir wissen, auch in den Loisach- und Isarbereich übergetreten sind, dürften noch weit ins Vorland hinausgedehnt sein.

Ihrer Entstehung nach stellen diese Aufschüttungen ein vieltausendfältig durcheinander gewobenes Gespinnst von zahlreichen hin- und herflutenden Bach- und Flußadern dar. Nur so ist die bunte Vermischung der Gerölle zu erklären. Da ja von einer Gefällsverminderung vor allem die flachen Flußläufe betroffen werden, muß die Aufschüttung von den Haupttälern ihren Ausgang nehmen und bei ihrem gewaltigen Produktionsübergewicht dann in die schuttärmeren Seitentäler hineinwuchern. So ist das vielfältig beobachtete Hineinwachsen und Einmischen der Inntalsedimente in die Terrassenschichten der Seitentäler eine notwendige Folge des ganzen Entwicklungsganges.

Die Aufschüttung der Terrassensedimente des Inntalgebiets erscheint so ganz von der unmittelbaren Tätigkeit und Mitwirkung der letzten Vergletscherung losgelöst. Man muß dieselbe, da sie zwischen zwei Vergletscherungen eingeschaltet ist und keine unmittelbare Gletscherwirkung darstellt, als interglaziale Bildung bezeichnen. Wir hätten also nicht nur die allgemeine Gehängeverschüttung, sondern auch die große Talauffüllung infolge von Gefällsschwankungen in die Zeit zwischen der älteren und jüngeren Vergletscherung einzuordnen.

Es wäre nun sehr verlockend, auch andere Flußgebiete der Alpen auf diese neuen Fragestellungen hin zu untersuchen. Da mir vorder-

hand noch die persönlichen Erfahrungen hierzu vielfach mangeln, widerstrebt es mir, an der Hand der Literatur diese Fragen zu erwägen, deren Lösung von unmittelbaren, neuen Beobachtungen am sichersten gefördert wird. So liegt es mir insbesondere fern, die von P e n c k und B r ü c k n e r in dem Werke „Die Alpen im Eiszeitalter“ zu einem großen Gebäude einheitlich zusammengefügteten Angaben daraufhin zu zergliedern und umzudeuten. Für das Iller-, Lech-, Salzach- und Etschgebiet dürften allerdings nach den kurzen Streifzügen, welche ich darin unternehmen konnte, die gleichen Verhältnisse maßgebend sein. Genauere Angaben will ich mir heute noch vorbehalten.

Vergleich der beiden Erklärungsweisen der Entstehung. Nach diesen Ausführungen wollen wir nun die beiden einander gegenüberstehenden Erklärungen in ihren wesentlichsten Zügen zusammenfassen und dies auch graphisch zur Darstellung bringen.

Bezüglich der Aufschüttungen und Umschwemmungen am Rande von stationären Gletschern ergeben sich wohl nur Unterschiede in den Ausmaßen der Aufschüttungen. Dagegen gehen die Erklärungen der Terrassensedimente in den Alpentälern weit auseinander.

P e n c k und B r ü c k n e r haben (a. a. O.) den Gang der letzten Würmvergletscherung folgendermaßen geschildert. Nach einer Interglazialzeit drang die neuerdings anschwellende Vereisung allmählich bis ins Vorland der Alpen vor, warf dort bei längerem Stillstand Endmoränen auf und entsandte Schotterfelder. Später wichen die Eisströme stark zurück. In dem freigegebenen Raume entstanden bedeutende Aufschüttungen (Schwankung von Laufen), über welche dann die neuerdings vorwärts strebenden Gletscher vorrückten, wieder stationär wurden und neue Endmoränen- und Schottergürtel schufen. Endlich beginnt wieder ein weit umfassendes Zusammenschwinden der Eismassen, welche langsam bis in die oberen Alpentäler zurückgetrieben werden. Nochmals findet darauf ein starker Vorstoß (Bühlstadium) statt, bei dessen Vordrang es zur Bildung der Inntalterrasse (Achenschwankung) kommt. Auch diese Schotter werden vom wachsenden Eise überschritten, das als Abschluß kleinere Endmoränenzonen hinlegt. Der darauf eintretende allgemeine Rückzug des Eises wird noch durch zwei kleine Vorstöße (Gschnitz- und Daunstadium) gegliedert.

Wir können nun den Gang der Würmvergletscherung nach dieser Auffassung als eine Bewegungskurve des jeweiligen Gletscherrandes darstellen. Wir erhalten so die beistehende schematische Zeichnung Fig. 33, wo die Linie A—B die Wanderung des Gletscherrandes während

der letzten Vergletscherung anzeigt, während die Wellenlinien die jeweils an stationären Stellen abgesetzten Endmoränen und Schotterfelder andeuten sollen. Die punktierte Einlage stellt die Aufschüttung während der Laufen-, die geringelte jene während der Achenschwankung dar. Die Ausmaße der einzelnen Bewegungselemente dieser Kurve sind nicht den wirklichen Verhältnissen entsprechend, sondern schematisch stark zusammengedrängt. Wenn wir diese Bewegungskurve betrachten, so erkennen wir, daß für sehr große Teile des Vereisungsgebiets ein viermaliges Durchwandern des Gletscherendes und nur für kleinere Flächen ein zweimaliges charakteristisch ist.

Von vornherein möchte man nun meinen, daß jedem Durchwandern des Gletscherendes eine Ablagerung entsprechen würde, welche beim Vorrücken mit fluvioglazialen Schutt beginnt, mit Grundmoräne endet, wogegen beim Rückzuge das Umgekehrte gilt. So hätten wir

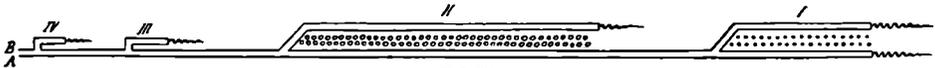


Fig. 33



Fig. 34.

Die Linie A—B deutet den Weg des Gletscherendes während der letzten Eiszeit an. Die Linie A₁—B₁ soll den Lauf des Eisrandes während der vorletzten Eiszeit versinnbildeln. I = Aufschüttung während der Laufenschwankung, II = Aufschüttung während der Achenschwankung, III Gschnitzstadium, IV = Daunstadium, V = Aufschüttung der Terrassensedimente. V = I + II

von unten nach oben vier fluvioglaziale Ablagerungen mit zwei Grundmoränenzonen.

Ich habe in Fig. 35 das tatsächlich beobachtbare Normalprofil der Terrassensedimente wiedergegeben. Fig. 36 stellt die Serie der Ablagerungen dar, wenn jedem Durchwandern des Gletscherendes solche entsprechen. Wir hätten da fluvioglaziale Schotter des ersten Vorrückens (1), Grundmoränen (2), fluvioglaziale Schotter des ersten Rückzuges (3), fluvioglaziale Schotter des zweiten Vorrückens (4), Grundmoränen (5), fluvioglaziale Schotter des zweiten Rückzuges (6). Die zahlreichen Beobachtungen, welche über den Aufbau der Terrassensedimente vorliegen, haben nirgends ein solches Bild des Aufbaues enthüllt.

Aber selbst wenn wir die Hilfsannahme machen, daß nur der rückweichende oder nur der vorschreitende Gletscher Schotterablage-

rungen schafft, kommen wir nicht zu der durch ausgedehnte Beobachtungen festgestellten Normalform des Aufbaues. Wir würden die beiden in Fig. 37 und 38 dargestellten Ablagerungstypen erreichen.

Auch der Umstand, daß die Aufschüttung der Achenschwankung als eine Stauwirkung des Zillertalgletschers begriffen wird, ändert nichts an dieser Forderung. Die Erscheinung, welche beim Vorrücken des Bühlstadiums eintrat, müßte doch auch beim ersten Vorstoß der Würmverglötscherung zustande gekommen sein. Desgleichen müßten bei der Auflösung der Eismassen ebenfalls zweimal ähnliche Verhältnisse und ähnliche Ablagerungen entstanden sein.

Wir können kurz zusammenfassend sagen, daß die innere Organisation der Terrassensedimente nicht mit einer viermaligen Verschiebung des Gletscherendes vereinbar ist. Ein weiterer Widerspruch dieses Erklärungsversuches liegt darin begründet, daß im Inntalgebiet



Fig. 35.

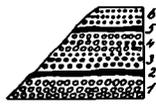


Fig. 36.



Fig. 37.

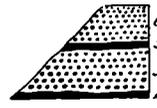


Fig. 38.

Erklärung zu Fig. 35: 1 = liegende Grundmoräne, 2 = Bändertone, 3 = Mehlsande, 4 = Kiese, 5 = Schotter, 6 = hangende Grundmoräne.

Erklärung zu Fig. 36—38: 1 = Schotter, 2 = Grundmoräne, 3 = Schotter des Rückzuges, 4 = Schotter des Vorrückens, 5 = Grundmoräne, 6 = Schotter des Rückzuges.

die Aufschüttungen der Achen- und der Laufenschwankung nicht getrennt werden können. Wir wissen, daß die Terrassensedimente bis zum Rande der Alpen in einzelnen Resten vorhanden sind, daß sie durchwegs dieselbe Anordnung, den gleichen Aufbau einhalten und somit kein Grund gegeben ist, diese einheitlichen Gebilde auseinander zu reißen. Diese und andere Unwahrscheinlichkeiten fordern zum Verlassen dieser Anschauung auf. Ich setze den folgenden Gedankengang an ihre Stelle und versuche die Lösung, wie Fig. 34 sie anweist, zu geben.

Die liegende Grundmoräne ist ein Überbleibsel der älteren Rib-verglötscherung, deren Gang die unterbrochene Linie angibt. Die Terrassensedimente (Einlage von dicken Punkten) sind die Reste einer zusammenhängenden, weitgedehnten Aufschüttung, die durch Gefällsverminderungen eines großen Teiles des Flußgebietes erzwungen wurden. Über die Terrassensedimente drang dann die letzte Verglötscherung vor, deren Gang die volle Linie versinnlicht. Als Ablagerungen der letzten Eiszeit betrachte ich die hangende Grundmoränendecke, die Endmoränenwälle und ihre Schotterfelder (gewellte Linien), die kleineren

Aufschüttungen und Blockreifen des Rückzugsweges und die Saat der Wanderblöcke.

Aus der ursprünglich einheitlichen Schuttdecke der Terrassen-sedimente wurden durch Wasser- und Eis-Erosion die heute noch vorhandenen Terrassenreste herausgeschnitten. Auch hier läßt sich der Gegensatz der beiden Anschauungen recht klar graphisch zum Ausdruck bringen. Fig. 39 zeigt in einem Kartenbild und einem dazugehörigen Querschnitt die von P e n c k und B r ü c k n e r vertretene Deutung, während Fig. 40 meine Auffassung schildert. Die beistehenden

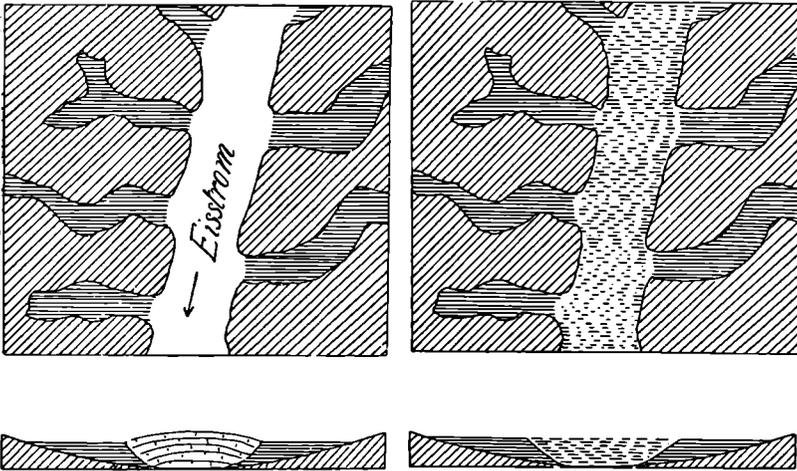


Fig. 39.

Fig. 40.

Querschnitte sind vom Haupttale beiderseits in Seitentäler hinein fortgesetzt.

Das erste Schema (Fig. 39) gibt den Typus der durch vorliegendes Eis erzwungenen Talverbauung wieder. Damit werden die besonders in den Seitentälern so häufigen Reste von Terrassen-sedimenten als jeweils lokale Bildungen erklärt. Wir haben im unteren Inntale eine ganze Reihe von Fällen kennen gelernt, bei denen diese Deutung unhaltbar ist, weil sich in den Schuttmassen der Seitentäler vielfach Ablagerungen aus dem Haupttale finden, die nur bei offenem Verkehr dorthin gelangen konnten. Das zweite Schema (Fig. 40) stellt die Verhältnisse nach meiner Auffassung dar. Die Aufschüttung fand vom Haupttal und von den Seitentälern aus gleichzeitig statt. Je nach den örtlichen Umständen war die Mischung der Schuttarten eine verschiedene. Bald überwogen die Beiträge des Haupttales, bald jene des Seitentales.

Der Unterschied der Erklärungen kommt besonders in zweifacher Hinsicht stark zur Geltung. Nach der ersten Deutung standen die einzelnen Staubecken nicht durch die breite offene Vermittlung des Haupttales miteinander in Beziehung. Daher muß eine streng lokale Scheidung der einzelnen Schuttbecken von dieser Erklärung gefordert werden. Wir wissen, daß dieselbe im Inntalgebiete nicht vorhanden ist.

Ein weiterer Unterschied wird durch das sehr verschiedene Ausmaß der Erosionsbeträge gegeben, welche diese Erklärungen in Anspruch nehmen. Nach der ersten Erklärung ist das Haupttal durch seinen Eisstrom vor der Verschüttung bewahrt geblieben. Der Betrag der seitdem eingetretenen Erosion ist also nicht besonders bedeutend. Nach der zweiten Erklärung ist das Haupttal wohl vor allem durch glaziale Erosion bedeutend stärker untertieft worden als die meisten seiner Seitentäler. In den Seitentälern ist die Eisbewegung sehr von der des vorbeiziehenden Haupteisstromes abhängig. Es sind hier vor allem drei Fälle auseinander zu halten. Entweder drang das Eis des Seitentales mit Überdruck ins Haupttal vor, es wurde vom Eise des Haupttales aufgestaut oder es schob sich der Hauptstrom ins Nebental hinein. Diese Erscheinungen können übrigens in einem und demselben Seitentale auch zeitlich nacheinander zur Geltung kommen. Im einzelnen ergeben sich hier sehr mannigfache Hin- und Herströmungen, bis ein gewisser Gleichgewichtszustand, eine stationäre Strömung erreicht wird. Es ist nicht meine Absicht, hier näher darauf einzugehen, da ich dies einer eigenen Untersuchung vorbehalten möchte. Es soll nur kurz darauf hingewiesen werden, daß die Bewegung des Eises in einem Seitentale gegenüber dem Haupttale meistens stark gehemmt und damit die Erosionskraft wesentlich vermindert ist.

Für die Bewegungsschnelligkeit des Eises in einem Seitentale kommt aber neben der Höhe der Eisstände vor allem der Winkel in Betracht, welchen seine Talrichtung mit der Stromrichtung des Eises im Haupttal einschließt. Bei spitzen Winkeln wird die Hemmung geringer sein als bei senkrechten oder gar bei stumpfen.

Auf die Hemmung in der Bewegung ist wohl zum großen Teile die Erhaltung der Terrassensedimente in vielen kleineren Seitentälern zurückzuführen. Auch der enge und gewundene Tallauf tritt schützend hinzu. Außerdem entfällt, wie wir wissen, in einem schmalen Tale nur ein geringer Teil der Druck- und Schubkraft auf die Talsohle, da der größere Teil durch Gewölbespannungen auf die Seitengehänge übertragen wird.

Der Vorteil der von Penck und Brückner mit soviel Scharfsinn und Wissen vertretenen Anschauung beruht einerseits in der über die ganzen Alpen ausgedehnten Anwendung, andererseits in dem Umstande, daß dem heute nur lokalen Auftreten von Terrassensedimenten von Anfang an nur eine lokale Bildungsweise untergelegt wird.

Während so bei der glazialen Stauungshypothese das Ausmaß der Aufschüttung innerhalb der Alpen stark vermindert, dagegen jenes im Vorlande ganz auf Rechnung der Gletscherproduktion gesetzt wird, erscheint bei der tektonischen Stauungshypothese eine ganz andere Verteilung der Schuttleistungen.

Die Aufschüttung ist sowohl im Gebirgsland als auch im Vorlande größtenteils der Niederschlag der Schuttfrachten von gefällverlierenden Flüssen. Die Tätigkeit der Eisströme ist längs ihrer ganzen Bahn vornehmlich eine erodierende.

Das geht unzweifelhaft aus dem Mechanismus der Vorgänge selbst hervor.

Stellen wir uns einen längs eines Tales vorrückenden Gletscher vor, dessen Ablagerungen der Übersichtlichkeit halber jeweils an einzelnen Haltestellen seiner Bewegung aufgeschüttet werden sollen. In Wirklichkeit wird eine mehr gleichmäßige Verstreuung seiner Schuttangaben stattfinden. Wie uns die schematische Zeichnung Fig. 41 sofort zeigt, müssen diese Ablagerungen als starke Hemmungen von der vordringenden Eisbewegung kräftig angegriffen und verhältnismäßig bald weggeschafft werden. Ebenso verhält es sich beim Rückzuge des Eises.

Schema Fig. 42 entwirft ein Bild eines mit mehreren Pausen zurückweichenden Eisstromes. Auch hier sind die Ablagerungen vor allem auf die Haltestellen beschränkt.

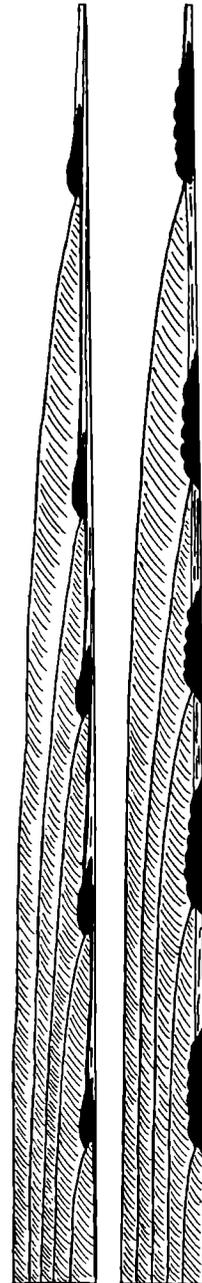


Fig. 41 und 42. Die schwarzen Flächen stellen die Ablagerungen am jeweiligen Stand einer Stillstandsperiode beim Vorrücken und Zurückweichen dar. Die einzelnen schraffierten Lagen deuten je den Zuwachs oder die Abnahme des Eisstromes zwischen zwei Haltestellen an.

Diese Ablagerungen rufen wieder im Wege der Schmelzwasser Hemmungen hervor, die zu Wasseranstauungen, Durchbrüchen und schärferer Erosion Anlaß geben. So tragen beide Ablagerungsarten innerhalb der Gletscherbahn unmittelbar die Keime des Zerfalls schon in sich¹⁾.

Daß in den Alpentälern noch vielfach größere Grundmoränenfelder erhalten blieben, ist lediglich daraus zu erklären, daß sie seitlich und oberhalb der tieferen Abflußrinnen der Schmelzwasser lagen.

Bei der glazialen Stauungshypothese ist die Untertiefung der Haupttäler nur eine scheinbare, da die Böden der Nebentäler gegenüber den ersteren durch Verschüttung erhöht wurden. Bei der tektonischen Stauungshypothese ist die Untertiefung dagegen hauptsächlich eine Wirkung der in großen Tälern gesteigerten Erosion. Das verleiht der letzteren Hypothese schon an und für sich weit mehr innere Wahrscheinlichkeit. Außerdem ist die glaziale Stauungshypothese für sich allein nicht zur Erklärung aller Verhältnisse der Terrassensedimente ausreichend. Es muß die Annahme von Schotteraufschüttungen des rückweichenden oder vorgehenden Eises (Laufenschwankung) zu Hilfe genommen werden. Eine schroffe Einseitigkeit dieser Hypothese ist weiter darin begründet, daß Vorgängen, welche sich mehrmals wiederholt haben, nur einmal dafür charakteristische Schuttwirkungen zuerkannt werden. So wird eine gewisse Willkür in das System getragen.

Kleinere Mitteilungen.

A proof of Kurowski's rule for determining the height of the névé-line on glaciers. In 1891 K u r o w s k i²⁾ showed that if we consider the snowfall and melting on glaciers as linear functions of the altitude then the mean height of the glacier's surface will be the height of the névé-line. The mean height refers to the true mean height of all points of the glacier's surface. Professor E. B r ü c k n e r has repeated the analytical proof of this rule³⁾,

¹⁾ Ein schönes Beispiel für die rasche Umformung und Zerstörung eines Endmoränengürtels, der vom Eise überschritten wird, geben uns verschiedene Drumlingebiete (siehe Penck und Brückner, Alpen im Eiszeitalter S. 138, 156—157, 190—191).

²⁾ Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe. Pencks Geographische Abhandlungen Bd. V Heft 1 S. 115—160.

³⁾ Die Höhe der Firnlinie am Hüfigletscher und die Methode der Bestimmung der Höhe der Firnlinie im allgemeinen. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich. Jahrgang 51, 1906, S. 50—54.