

Die jüngere Geschichte der Inntalterrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal.

Von Hans Bobek.

(Mit 5 Tafeln und 3 Textbildern.)

Einleitung. Vorwürmterrassen und spätglaziale Formung	135
Einzeluntersuchung:	
Die Mieminger Terrasse	139
Die Terrasse von Telfs bis Zirl	143
Die Sellrainmündung und das südwestliche Mittelgebirge	144
Die Sillmündung und das südöstliche Mittelgebirge	148
Die Terrasse nördlich von Innsbruck	154
Das innere Silltal	156
Das Unterinntal bis zur Zillermündung	160
Das Zillertal	164
Die Terrasse von der Zillermündung bis zum Brixental	166
Das Brixental	168
Die Terrasse von Häring und das Weißbachgebiet	170
Das Innquertal unter Kufstein	172
Ergebnisse I: Die Vorwürmniveaus und die jungdiluvialen tektonischen Be- wegungen im Inntalgebiet	175
Ergebnisse II: Die spätglaziale Formung der Terrasse und die Auflösung der Würmvergletscherung	180
Zusammenfassung	187

Einleitung. Vorwürmterrassen und spätglaziale Formung.

Die Erforschung der Inntalterrasse, deren Literatur in den 50 Jahren seit Erscheinen von A. Pencks „Vergletscherung der deutschen Alpen“ (1882) zu ansehnlicher Breite angewachsen ist,¹⁾ hat sich bisher im wesentlichen dem inneren Aufbau der Terrasse zugewandt. Dies gilt auch von mehreren jüngst erschienenen Arbeiten einschließlich der Studien von F. Machatschek.²⁾

Unsere Kenntnis von den Formen der Inntalterrasse beruht daher noch heute auf der mehr summarischen Darstellung A. Pencks in den „Alpen im Eiszeitalter“ (I., S. 287—306, 315—332), die durch einige

¹⁾ Vgl. das Literaturverzeichnis bei H. Wehrli, Monographie der interglazialen Ablagerungen usw., Jahrbuch der Geol. Bundesanst., Wien 1928.

²⁾ J. Ladurner, Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubai Alpen), und W. Heissel, Quartärgeologie des Silltals, beide im Jahrbuch der Geol. Bundesanst., Wien, 1932; F. Machatschek, Tal- und Glazialstudien im oberen Innggebiet, Mitteil. d. Geogr. Gesellsch., Wien 1933. Ferner: Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales, ebenda 1934. Diese Arbeit konnte nur mehr teilweise während der Korrektur berücksichtigt werden.

verstreute spätere Bemerkungen ergänzt wird¹⁾, und namentlich auf den „Studien über die Inntalterrassen“ von O. Ampferer (Jahrbuch der Geol. Reichsanst., 1904), die das Gebiet zwischen Imst und Zillertal umfassen und eine reiche Fülle morphologischer Beobachtungen mitteilen. Die Deutung der Erscheinungen steht aber noch vollkommen unter dem Einfluß der „Alpen im Eiszeitalter“, deren Lehre später gerade durch O. Ampferer grundlegend verändert wurde. Diese späteren Arbeiten O. Ampferers bringen wichtige Ergänzungen für das Unterinntal.²⁾ Ein Schatz wertvoller Einzelbeobachtungen liegt in den älteren Aufsätzen von J. Blaas verborgen (vgl. Literaturverzeichnis). Morphologische Untersuchungen an den nördlichen Seitentälern des untersten Inntals, die auch für die Terrasse wichtig werden, stammen von F. Levy-Leyden.³⁾ Bei dem Versuch einer kritischen Zusammenfassung unserer Kenntnis von den interglazialen Talverschüttungen zwischen Rhein und Salzach macht H. Wehrli auch einige kurze Angaben über die Formengeschichte der Terrasse (1928, S. 486).

Besonderes Interesse gewinnen die Formen der Terrasse durch ihren Zusammenhang mit einem der interessantesten Probleme der Inntal-terrasse, das lautet: Welcher Art war die Tektonik, die zur Verschüttung und nachherigen Zerschneidung des Inntals im letzten Interglazial führte? A. Penck hat bekanntlich die auf den Ergebnissen verschiedener Bohrungen fußende Theorie O. Ampferers⁴⁾ über die Einbiegung des mittleren Inntals mit eigenen Forschungsergebnissen, die ihn zu der Annahme eines deformierten, frühinterglazialen Seespiegels führten, zu der Vorstellung einer stehenden Schwingung verbunden. Sie sollte in ihrer abwärts gerichteten Phase zur Seebildung und Verschüttung, in ihrer aufwärts gerichteten zur nachherigen Zerschneidung der aufgestauten Sedimente geführt haben.⁵⁾

Eine solche Aufwärtsschwingung müßte dann auch im Erosionsbild der Terrasse nachweisbar sein.

Die Zerschneidung der Terrasse bis annähernd zur heutigen Tiefe fand noch vor der letzten Vergletscherung statt. Beweise hierfür liefern alle die Fälle, in denen Hangendmoräne des Inntals in tiefen Seitenschluchten bis nahe zur heutigen Sohle hinab gefunden wurde (z. B. Sillfurche, deren Anlage unmöglich einem Gletscher zugeschrieben werden kann. Brandberger Ache,⁶⁾ Rosengartlschlucht bei Imst⁷⁾ u. a.). Dem entspricht, daß die Hangendmoräne an vielen Stellen bis in die Tiefe der heutigen Haupttalfurche herabgreift.

¹⁾ Besonders in: Die Höttinger Breccie usw., Abh. d. Preuß. Akad. d. Wiss., phys.-math. Kl. 1920.

²⁾ Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntal, Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1907/08; Über die Entstehung der Inntalterrassen, ebenda, 1908/09.

³⁾ Quartäre Formentwicklung der Schlierseer Berge usw., Berlin 1922.

⁴⁾ O. Ampferer, Über die Bohrung von Rum bei Hall, Jahrbuch der Geol. Staatsanst., Wien 1921.

⁵⁾ A. Penck, Ablagerungen und Schichtstörungen usw., 1922.

⁶⁾ O. Ampferer, 1907/08, S. 34, Levy, Schlierseer Berge, 1922, S. 21/22.

⁷⁾ Machatschek, 1933, S. 38, 46.

Es ist nun die Frage, ob diese Vorwürmzerschneidung in einem Zug oder aber in mehreren Phasen des Tieferschneidens erfolgte und entsprechende Terrassenabstufungen entstehen ließ.

Mehrfach wird in der Literatur auf solche Terrassenabstufungen hingewiesen. So hat F. Levy-Leyden in den nördlichen Seitentälern des Unterinntals einen „interglazialen Talboden“ zwischen der „präglazialen“ und der heutigen Talsohle festgestellt (1922, S. 75). H. Wehrli führt die mancherorts feststellbare Abstufung der Inntalterrasse, mit der er sich aber nicht näher beschäftigt, geradezu als Beweis für die vorwürm-fluviatile Zerschneidung ins Feld (S. 486). Schon das Sammelprofil A. Pencks aus dem Innquertal unter Kufstein (A. i. E., I, S. 145) zeigt nicht ein („präglaziales“), sondern drei Niveaus in 860, 700 und rund 600 m übereinander. Heissel spricht ebenfalls mit Belegen von einer Terrassierung des Silltals, die mit der Inntalterrasse in Beziehung stehe und über die die letzte Großvergletscherung ihre Grundmoränen gebreitet habe (S. 466). F. Machatschek endlich findet im Oberinntal zwischen Landeck und Telfs im Bereich der (morphologischen) Inntalterrasse drei Terrassenfluren, die er als präglazialen Talboden und zwei glaziale Trogböden ansprechen möchte (1933, S. 46, 1934, S. 238).

An vielen Stellen, gerade auch in der Gegend von Innsbruck, ist eine Stufung des Mittelgebirges jedem aufmerksamen Beobachter erkennbar. Doch verbindet sich mit der großen Stufung des Terrassenabfalls, wie sie am Klosterberg, Paschberg, bei Aldrans usw. auftritt, noch eine sehr ausgeprägte kleinere, durch die das Bild sehr kompliziert wird. Auf diese Kleinabstufung mancher Stellen ist schon seinerzeit von J. Blaas,¹⁾ später auch von A. Penck hingewiesen worden.²⁾

Eine zusammenfassende Untersuchung dieser Formen ist bis jetzt nicht erfolgt. Sie kann Licht werfen auf die Umstände, unter denen die Vorwürmzerschneidung erfolgt ist, sowie auf die jüngeren Vorgänge, die sich im Bereich der Terrasse abgespielt haben. Sie kann aber auch zur Lösung der Frage nach der Ausdehnung der interglazialen Verschüttung in horizontaler und vertikaler Richtung beitragen.

Diese Frage ist auch durch die geologische Kartierung O. Ampferers auf der geologischen Spezialkarte noch nicht endgültig geklärt, wie auch aus den neuerdings von F. Machatschek vorgebrachten Neudeutungen hervorgeht. Vielfach, namentlich auch in den jüngsten Arbeiten von J. Ladurner und W. Heissel, sind zweifellos fluvioglaziale Sedimente zu den interglazialen geschlagen worden. Dies gilt gerade von den zuhöchst und zuinnerst in den Seitentälern gelegenen Vorkommen. Die Beteiligung fluvioglazialer Schotter an den Terrassensedimenten haben A. Penck und O. Ampferer immer angenommen. Ihre sichere Abtrennung ist aber mit stratigraphischen Methoden allein nur selten möglich. Denn ein Wechsel in der Zusammensetzung des Materials findet im Inntal in der Regel nicht statt. Da sind dann morphologische Kriterien die einzigen, die weiterhelfen. Dies betont auch H. Wehrli (S. 466).

¹⁾ Glazialformation, S. 77.

²⁾ A. i. E., I, S. 332, Höttinger Breccie. S. 102 ff.

Es wird sich zeigen, daß den spätglazialen Ablagerungen im Bereich der Inntalterrasse eine weit größere Verbreitung und Bedeutung zukommt, als aus den bisherigen Andeutungen in der Literatur hervorgeht. Sie sind verknüpft mit charakteristischen Formengruppen, die teils durch Erosion, teils durch Aufschüttung erzeugt sind.

Die Gesamtheit dieser spätglazialen Formen und Ablagerungen, die die Terrasse wie ein lückiger Mantel überziehen, läßt ein geschlossenes Bild von dem Schwinden der letzten Vergletscherung im Innlängstal gewinnen. Es weicht von dem bisherigen grundsätzlich ab, findet jedoch seine Parallelen in der Art der Eisschmelze in gewissen Gebieten Nordamerikas und Norddeutschlands.

Die folgende Darstellung beruht auf zahlreichen Begehungen des Geländes in den Jahren 1929—1932, die freilich nicht das ganze Gebiet gleich dicht überspannen. Manche wünschenswerte Ergänzungen habe ich leider noch nicht nachholen können.

Unter den Formen der Terrasse haben wir demnach zwei Gruppen zu unterscheiden: Solche, die von den Moränen oder den charakteristischen Formen der letzten Großvergletscherung überzogen sind, und solche, die frei davon sind und jenen auflagern oder erosiv in sie eingreifen.

Bei der ersten Gruppe stehen wieder rein glazial angelegte Formen andern gegenüber, bei denen älteres Formgut unter der glazialen Überarbeitung durchschimmert. Falls von solchen Formen auch die interglazialen Terrassensedimente geschnitten werden, haben wir es mit Erzeugnissen der Vorwürmzerschneidung zu tun. Leisten, die ausschließlich im Grundgebirge verlaufen, könnten auch ältere, wieder aufgedeckte Formelemente darstellen. Doch ist dies angesichts der mindestens zweimaligen Zuschotterung und Ausräumung des Inntals¹⁾ wenig wahrscheinlich, da sie zu einer starken Abnützung des Grundgebirges führen mußte.

Zur Rekonstruktion der Vorwürmzerschneidungsphasen dürfen nur größere Terrassenabstufungen herangezogen werden. Alle kleineren Formelemente müssen in Anbetracht der späteren glazialen Überarbeitung ausscheiden.

Die Frage nach dem Ausmaß dieser Überarbeitung beantwortet sich zum Teil durch die Form selbst: Die ursprünglich ebenen Terrassenflächen sind in seichte Längswellen, Walfischrücken oder drumlinartiges Hügelgelände umgestaltet worden; aus alten Felssteilhängen sind schräge Schichtrippen ausgearbeitet worden (z. B. im Quarzphyllit südlich von Innsbruck). In diesen Fällen wird man die ursprüngliche Oberfläche etwa in der Ebene der Aufragungen zu suchen haben, wenn nicht starke Aufhöhung durch Grundmoräne vorliegt.

Darin, daß sich diese alten Talbodenflächen in bestimmte Fluren einordnen, liegt der Beweis für ihre fluviatile Anlage.

Die zweite Gruppe ist frei von glazialer Bearbeitung oder Moränen und erweist sich dadurch als jünger als die letzte Vergletscherung.

¹⁾ Vgl. auch F. Machatschek, 1934, S. 239.

Sie umfaßt eine große Anzahl mannigfaltiger, meist scharf geschnittener Formen, unter denen Terrassenstufen und Trockentäler landschaftlich die größte Rolle spielen. Für die meisten von ihnen läßt sich der Nachweis erbringen, daß sie in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Eis der schwindenden Würmvergletscherung gebildet wurden. So verlaufen viele dieser scharfkantigen Terrassen in halber Höhe des großen Terrassenabfalls, der tiefer unten wieder von Grundmoräne überkleidet ist. Oder die Trockentäler gehen hoch über der Innentalsohle in die Luft aus, bis zu der an anderer Stelle ebenfalls Grundmoräne herabreicht. Häufig finden sich typische Eisrandformen, wie sie uns namentlich von R. Foster Flint¹⁾ beschrieben worden sind. Dazu gehören vor allem eigentümlich sichelförmige Auslappungen und halbkesselartige Einbuchtungen, wobei das Material sehr gestörte Lagerung, oft unregelmäßige Deltaschüttung aufweist. Ferner finden sich auch geschlossene Hohlkessel, wie sie in Norddeutschland häufig sind und auf das Ausschmelzen umschütteter Eisteile zurückgeführt werden. Auch sie beweisen, daß die Aufschüttung der betreffenden Terrasse in Eisnähe geschah.

Häufig finden enge Durchdringungen beider Formgruppen statt. Oft sind die eisgeformten und moränenbedeckten Oberflächenteile nur mehr inselförmig im Bereich der jungen Eisrandbildungen erhalten, oft auch ist es umgekehrt. Immer sind diese angelegt auf Kosten oder unter Verhüllung jener. Nicht selten beschränkte sich die spät- und randglaziale Tätigkeit auf eine Verwaschung der Grundmoränendecke, die bis auf größere Geschiebeblöcke entfernt oder zu einer Kiesdecke umgelagert wurde.

Die Mieminger Terrasse.

Literatur:

- A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 326—328.
 A. Penck-E. Richter: Glazialexcursion in die Ostalpen, Wien 1903, S. 78—79.
 O. Ampferer: Studien usw., 1904, S. 97—107.
 O. Ampferer: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und Südlichen Wettersteingebirges, Jahrbuch der Geol. Reichsanst., 1905, S. 508—518.
 O. Ampferer: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Zirl—Nassereith, 1924, S. 36—54.
 H. Wehrli: Monographie usw., S. 399f.
 F. Machatschek: Beiträge usw., 1934, S. 220—229.

Aufbau und Formen dieses Terrassenstückes wurden von O. Ampferer 1904 und ergänzend 1905 ausgezeichnet geschildert.²⁾ Inter-

¹⁾ The stagnation and dissipation of the last ice sheet, Geogr. Review, New York, 1929.

²⁾ F. Machatschek gibt 1934 eine stark abweichende Darstellung und Deutung der Verhältnisse. Danach sollen die eigentlichen interglazialen Sedimente der Innentalterrasse schon bei Flaurling ihr oberes Ende erreichen und die Schotter am Strangbach östlich Nassereith und am Klammbach bei Mötz, die bis über 1000, bzw. 820 m emporreichen, als früh-würmglaziale Staubbildungen zu deuten sein, während im übrigen — abgesehen von der älter-interglazialen Nagelfluh von Mötz und einigen spätglazialen Schotterterrassen — nur Moräne mit untergeordneten schotterigen Einlagerungen feststellbar sei. Liegendmoräne sei überhaupt nicht zu finden (S. 239/240).

glaziale Schotter und Sande in typischer Ausbildung erfüllen eine breite Talfurche im Grundgebirge. An mehreren Stellen ist die Liegendmoräne angeschnitten. Mächtige Inntalmoräne breitet sich fast geschlossen über die Terrasse und darüber legen sich am Ausgange der Talgräben Lokalmoränen und Sanderschutt. Die Terrasse ist von zwei Schmelzwasser-rinnen gekerbt, die von W nach O ziehen. An Beobachtungen ist dem von O. Ampferer gezeichneten Bild wenig hinzuzufügen, und doch sind gerade hier wichtige Schlußfolgerungen noch nicht gezogen worden.

Ampferer hat (1904, S. 103) mit Recht die breite Talfurche von Hinterberg (760 m) nach Telfs als alte Fortsetzung der Puletrinne ge-deutet, die später vom Gießbach durchbrochen worden sei. Im Pulettal sind in der Tat entsprechende Terrassenstücke in 770 m und weiter talauf auch noch der ältere Talboden voll erhalten. Die Hinterberggrinne geht in rund 750 m über dem Erzbachschuttkegel aus. Westlich von Telfs reicht aber die Hangendmoräne und die Eisbearbeitung bis zur Inntalsole (626 m) hinab. Von einer jüngeren Einschotterung des Inntals bis zu der Höhe von 750 m ist nichts zu bemerken. Es ist deshalb anzunehmen, daß die Pulett-Hinterberggrinne auf eine Eisoberfläche im Inntal von der gleichen Höhe ausging. Auch der Durchbruch des Gießbachs wird durch die Annahme eines Eiskörpers im Becken von Lumme leichter erklärlich: Das Eis staute hier und erst mit seinem Abschmelzen gelang der Durchbruch. Ein weiterer Beweis für Eisstände in rund 750 m ist die Oberfläche des Emabödele, die sich gegen SO auf eine breite, in sich niedrig terrassierte Fläche von dieser Höhe absenkt, die im Gegensatz zur Kuppe 788 m keine Moränendecke trägt.

Nach meiner Kenntnis des Gebiets möchte ich weiterhin an der von Ampferer vertretenen Auffassung festhalten. Freilich gibt die Geologische Spezialkarte im östlichen Teil der Terrasse Terrassensedimente oberflächlich in viel zu großer Ausdehnung an. Die Grundmoränendecke ist sehr viel weiter verbreitet. Aber interglaziale Schotter sind auch hier mit Sicherheit nachweisbar. Ich halte daher das Durchziehen der interglazialen Schotter vom Klamm bach und vielleicht auch vom Strangbach, deren Umdeutung mir angesichts der Nähe echter interglazialer Terrassensedimente etwas gezwungen erscheint, bis zum Gießbach bei Telfs für durchaus wahrscheinlich.

An den Felskern des Emabödele lehnen sich südlich Schotter an, die bis zur Höhe der Kuppe emporsteigen und im Bereich der vom Gießbach her nicht aufgeschütteten, sondern zugeschnittenen Vorterrasse reichlich Kristallin führen, höher oben hauptsächlich aus Kalken und Dolomiten bestehen und zuoberst wieder mehr Zentralalpines zeigen. Die Moränenkappe ist nur dünn und lückenhaft. Am Westfuß der Kuppe war am 19. August 1931 nahe der Brücke über den Gießbach unter einwandfreien Schottern Inntal-Liegendmoräne von fester, lehmiger Beschaffenheit mit zahlreichen gekritzten Geschieben in 2 m Höhe erschlossen, offenbar dieselbe, die A. Penck 1902, S. 327 und 1903, S. 78, beschreibt. Moräne ähnlicher Beschaffenheit ist unter dem westlichen Eingang des Trockentals von Hinterberg noch mehrfach erschlossen. — Grobe zentralalpine Schotter sind unter dem südlichen Eingang der Verbindungsrinne zwischen Pulettal und dem Tal der Straße (P. 756 der Originalaufnahme) sehr gut aufgeschlossen. — Ferner kommen am Erosionsrand der Fläche von Wildermieming gegen das Tal von Affenhausen nahe P. 813 unter der (hier überwiegend kalkalpinen) Grundmoränendecke Schotter mit starker Beteiligung zentral-alpinen Materials 10 m hoch zutage. — An den kleinen Terrassenabstufungen der unteren Puletrinne sind mehrfach zentralalpine Schotter zu sehen. — Auf seinem Kärtchen (Abb. 1) schlägt Machatschek übrigens auch die ausgedehnte spätglaziale Schotterfläche zwischen den beiden genannten Rinnenzügen südöstlich vom Gerhart-hof (vgl. Text) zur Grundmoränendecke.

Die kräftig eingeschnittene Puletrinne, die heute nur ein schwächtiges Rinnsal birgt, wurde von den Schmelzwässern des Stettlbachgletschers geschaffen, dessen Stirnmooränen im Hochbücheleck erhalten sind (Ampferer, 1904, S. 101—102). Die starke Ausbiegung der Rinne nach S beweist, daß damals auch der Alptalgletscher (Gießbach) noch bis auf die Höhe der Terrasse herabreichte und wie jener sein Schuttfeld mächtig vorwarf (Stirnmooränen bei St. Veit-Lehen, 860 m).

Dies bedeutet, daß zur Zeit, als die Lokalgletscher der nördlichen Seitentäler an deren Mündungen auf der Höhe der Terrasse endeten, im Grunde des Inntals noch Reste des Inngletschers vorhanden waren.

Wir sind in der Lage, die Oberfläche dieses Inngletscherrestes nach W zu verfolgen.

Das südliche der beiden Trockentäler, das Tal der Poststraße nach Obsteig-Nassereith, gabelt sich in zwei Quelläste: Das Affenhausertal, das seinen Ursprung ebenfalls von dem Stettlbach, bzw. Lehnbachschuttkegel nimmt, und das Fiechtetal, das sich gegen SW in eine Anzahl von Quellästen aufspaltet, die zwischen den längsstreichenden glazialen Walfischrücken ihren Ursprung nehmen. Nur der nördlichste Ast kann noch Wasser vom Stettlbachsander her bezogen haben, für die südlichen ist dies ausgeschlossen, da die weite Mulde von Untermieming und Zeinersee dazwischen liegt. Diese Mulde ist namentlich an ihrem Nordgehänge von Inntal-Grundmooräne ausgekleidet. Die Entstehung und Speisung der ziemlich scharf einsetzenden Trockentäler von Fiecht ist nur denkbar, wenn in dieser Mulde noch Eis lag, dessen Rand in rund 860 m reichlich Schmelzwasser entströmten.

Das Tal der Poststraße mündet heute durch die steile Klamm des Mörderlochs auf den rezenten Telfer Schuttkegel. In seinem inneren Teil ist aber der alte, höhere Talboden erhalten, der an der Zusammenmündung in rund 790 m liegt, sich in Terrassen weiter fortsetzt und wahrscheinlich ehemals über den Sattel von 756 m Wasser zur Puletrinne sandte. Dieses ältere Talsystem entspricht völlig dem Pulethinterbergental, während dessen Funktion im Telfer Becken noch Eis bis zur Höhe von 750 m reichte.

Es lag also die Oberfläche des Inntalgletschers zur gleichen Zeit bei Telfs in 750 m, in dem 7 km entfernten Mieminger Becken rund 850 m hoch. Sie hatte dementsprechend ein Gefälle von rund 15‰.

Das Trockentalgeflecht Pule-Fiecht wurde also gleichzeitig von dem Stettlbachsander und von der zurückschmelzenden Oberfläche des Inngletschers mit Wasser versorgt. Mit dem Augenblick, da der Eisstand im Untermieminger Becken sank, mußte auch die Umlenkung des Stettl-Lehnbachs zu seinem heutigen Lauf eingeleitet werden.

Sofern die gewaltigen Schwemmkegel der nördlichen Seitentäler zu den Stirnmooränenresten an ihren Mündungen gehören, was nie bezweifelt worden ist, so ist damit der Beweis erbracht, daß zur Zeit dieser tiefen Lokalgletscherstände das Inntal selbst noch 100—250 m hoch vom Inngletscher erfüllt war.

Dem Nordrand des Untermieminger-Beckens folgt eine Längsmulde, in die östlich Frohnhausen ein kleines Trockentälchen von S her mündet. Dies beweist ebenfalls das unmittelbare Anstoßen des Inngletschers.

Am Klamm bach haben wir eine scharf zugeschnittene Terrasse, die sich vom Bildstock 813 *m* auf 800 *m* absenkt und an der moränen- ausgekleideten Hohlform bei der Streichenkapelle (765 *m*) abbricht. Sie steht durch ein gedoppeltes Trockentälchen westlich See mit dem Untermieminger-Zeinerseebecken in Verbindung. Da auch bei Mötz die Hangendmoräne bis nahe an den heutigen Talboden herabreicht (Ampferer, 1904, S. 100) und eine postglaziale Verschüttung des Inn- tals bis 800 *m* nicht nachweisbar ist, setzt ihre Bildung einen Eisstand in rund 800 *m* als Erosionsbasis voraus. Wahrscheinlich ist auch die jüngste Terrasse (703 *m*) ähnlich gebildet worden.

O. Ampferer zeigt auf der geologischen Karte, daß gegen O hin die Terrassensedimente ihrer mächtigen Grundmoränenendecke beraubt sind, und führt dies auf Wegschwemmung durch die Schmelzwässer zurück (1904, S. 101). Wenn die Abschwemmung auch nicht in dem dargestellten Ausmaß erfolgte, so entsprang ihr doch eine flächen- hafte Aufschüttung im Gebiet zwischen beiden Rinnen südöstlich vom Gerharthof. Hier liegt eine ebene Schotterfläche in 790—800 *m* mit mehreren geschlossenen Hohlformen von zum Teil bedeutender Tiefe. Einige größere Blöcke in dem gemischten Schottermaterial beweisen, daß es sich um umgeschwemmte Moräne handelt. Die Hohlformen gehen auf das Ausschmelzen von Toteispartien zurück. Diese Aufschüttung setzt eine Eisoberfläche bei Telfs von 790—800 *m* voraus. Gleichzeitig muß die Terrassenoberfläche weiter westlich, wo die Grundmoränenendecke noch heute erhalten ist, noch geschlossen vom Eis bedeckt gewesen sein.

Im mittleren Teil der Mieminger Terrasse sind die eisgerundeten, mächtig von Grundmoräne bedeckten Längsrücken und Wannen das beherrschende Formelement. Gegen W treten an ihre Stelle die unregelmäßigen Formen der glazialen Aufschüttung, die hier mächtige Beträge erreicht. Zugleich hebt sich die Oberfläche von 870—880 *m*, der mittleren Höhe der Längswellen, auf über 900 und 1000 *m*. Darunter zieht die Oberkante der interglazialen Schotter in gleichbleibender Höhe nach W (an der W-Flanke des Klamm bachs: 870 *m*, vgl. Ampferer, 1904, S. 99).¹⁾ Es handelt sich offenbar um eine vorwürmzeitliche, glazial überarbeitete Schotteroberfläche, die sich leicht gegen O absenkt (auf 850—860 *m*, St. Veith), in einer Neigung, die der der heutigen Inn talsohle entspricht. Da weiter westlich die interglazialen Sedimente am Strangbach bis über 1000 *m* reichen (Ampferer, 1904, S. 98), muß sie wohl vom Inn tal aus erosiv angelegt worden sein durch die breite Lücke des Klamm bachs hindurch.

Diese alte Oberfläche greift am Saßberg auch auf das Grundgebirge über: Der Trennungskamm gegen das Inn tal ist hier von einer breiten, eisüberarbeiteten Fläche in 840—850 *m* gekappt, die sich auch jenseits des Lehn bachs noch fortsetzt.

Mehrfache Reste von Moränenbedeckung legen die Annahme nahe, daß ungefähr in der Höhe der randglazialen Terrasse 813 *m* am Klamm- bach auch bereits in Vorwürmzeit eine tiefere Abstufung lag. Derselben mag auch das Zeinerseebecken vor seiner glazialen Ausgestaltung an- gehört haben.

¹⁾ Machatschek findet hier nur 820 *m* (1934, S. 223).

Nördlich Telfs finden wir die Fläche des Ematbödele von dünner Inntalmoräne bedeckt. Beiderseits der Gießbachklamm liegt die Oberfläche der interglazialen Schotter, die sich ansteigend auch auf das Grundgebirge zieht und worüber mächtige Inntaler und Lokalmoränen lagern, in 780—800 *m* (vgl. Ampferer, 1904, S. 103). Auch hier haben wir es wohl mit einer tieferen Abstufung der Terrasse zu tun, die bereits vor Ablagerung der Grundmoräne erosiv erfolgt war. Östlich vom Achberggipfel (1033 *m*) liegt eine Eckausflachung in 930—940 *m*. Die schutterfüllte alte Talmulde der Erzbergmähder hinter dem Birkenberg in 960 *m* mag demselben Niveau angehören. Ein noch höheres scheint in der breiten Felsfläche des Birkenbergs selbst (1062 *m*) erhalten zu sein.

Die Terrasse von Telfs bis Zirl.

Literatur:

- A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, S. 330, 332.
 O. Ampferer: Studien usw., 1904, S. 107—113, 133—134.
 O. Ampferer: Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals, Jahrbuch der Geol. Reichsanst., 1915, S. 291.
 H. Wehrli: Monographie usw., 1928, S. 400.
 J. Ladurner: Quartärablagerungen usw., 1932, S. 419—422.
 F. Machatschek: Beiträge usw., 1934, S. 229—236.

In diesem Abschnitt ist die nördliche Flanke stark vom Inn unterspült und weist nur geringe Reste von Terrassensedimenten auf. Doch haben wir hier einige deutliche erosive Leisten und Terrassen, die sich durch Eisüberarbeitung als Vorwürm zu erkennen geben. Bei Bairbach liegt eine schmale Felsleiste mit Grundmoränendecke in rund 860 *m*, sonst ist der Abfall des Seefelder Berglandes nur durch aufsteigende Linien gegliedert. An der Mündung des Niederbachs kann man Eckandeutungen in über 700 *m* erkennen, darüber dehnt sich ein Terrassenrest in rund 840 *m* (moränenbedeckter Fels). Darüber endlich liegt die stark glazial überarbeitete Terrasse von Leithen (bis 1050 *m*, Fels). Gegen die Schloßbachschlucht baut sich wieder eine gefurchte Eckfläche vor, die auf rund 840 *m* ausgeht. An der Terrasse von Hochzirl erheben sich geschichtete Terrassensedimente bis nahe an 1000 *m*, wo sie von Grundmoräne überlagert werden (Ampferer, 1915, S. 291). Über der Martinswand liegt eine breite Spornfläche in 1320 *m*.

In den unteren dieser erosiven Verebnungen können wir die Fortsetzung der entsprechend hoch gelegenen im Mieminger Gebiet erblicken. Sichere Einordnung werden freilich erst weitere Reste gestatten.

Die südliche Flanke weist einen schmalen, nach O an Breite zunehmenden Vorbau typischer interglazialer Terrassensedimente auf. Leider stehen mir für dieses Stück nur sehr wenig eigene Beobachtungen zur Verfügung. Es wurde ausführlich von Ampferer 1904 und Ladurner 1932 beschrieben.¹⁾

Es handelt sich hier offenbar um die wiederholte Verschneidung einer sanft nach W ansteigenden Hauptoberfläche, die sich durch Grund-

¹⁾ Sowie von Machatschek, 1934.

moränenbedeckung und sanfte Wellung als glazial geformt erweist, mit steil nach O absinkenden Schrägleisten. Sie ist stellenweise durch Hangbäche ganz in schmale Querrücken aufgelöst und verschwindet noch vor Pfaffenhofen. Bei Schweighof (südl. Flaurling) liegt sie in 850 m, bei Rangen-Oberperfuß in 830–840 m. Die gleichmäßige Höhenlage auf 10 km Erstreckung legt nahe, in ihr eine ältere, fluviale Oberfläche zu erblicken, um so mehr, als sie ausgezeichnet an die oben festgestellte vorwürmzeitliche Oberfläche der Mieminger Terrasse anschließt. Nach J. Ladurner (S. 421, 422) liegen auf ihr südlich Polling und beiderseits des Hundsbachgrabens Schuttmassen von Lokalgletschern.

Eine tiefere Vorwürmstufe scheint in der moränenbedeckten Terrasse von Rahm¹⁾ (760–780 m), südl. Flaurling, gegeben zu sein.

Schräg nach O absteigende Leisten zeichnen vor allem das Gehänge südlich Pfaffenhofen aus. Die Schotterfurche des Pingeshofs reicht auf etwa 740 m herab. Von einem ähnlichen Tälchen wird der Sporn der Ruine Hörtenberg abgetrennt. Scharfgeschnittene Flächen liegen in 800 und 860 m (Höll), eine Schrägleiste in rund 660 m. Alle diese Stufungen sind nach Ladurner frei von Grundmoräne (S. 420). Eine ganz gleiche Schrägleiste schließt sich abwärts an die Kanzigbachmündung an, von 750 auf 720 m absteigend. Die Rücken des Pollinger und Hattinger Berges weisen ebenfalls Abstufungen auf. Auch das Trockental südlich Giggelberg bei Inzing gehört hierher. A. Penck wies bereits auf diese Schrägleisten hin und erklärte sie als Zeugen des quantenweisen Abschmelzens des Innigletschers, also als Eisrandbildungen (Höft. Breccie, 1920, S. 102).

Die Sellrainmündung und das südwestliche Mittelgebirge.

Literatur:

- J. Blaas: Glazialformation, 1885, S. 89–97.
- J. Blaas: Erläuterungen, 1890, S. 32–35.
- A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 330–331.
- O. Ampferer: Studien usw., 1904, S. 134–138.
- H. Wehrli: Monographie, 1928, S. 409.
- W. Hammer: Erläuterungen zum Geologischen Blatt Ötztal, 1929.
- J. Ladurner: Quartärlagerungen usw., 1932, S. 422–426.
- F. Machatschek: Beiträge usw., 1934, S. 236/237.

Bei Oberperfuß (814 m) ist die Terrassenoberfläche besonders unruhig gewellt. Die höchsten Kuppen erreichen noch 840 m. Hier ist die Grundmoränendecke überall deutlich, stellenweise von dünner Schotterdecke überlagert.

Über das Gelände von Oberperfuß (vgl. Fig. 1 und 2) erhebt sich südlich eine höhere Terrasse, deren Abfall in der Verlängerung der südlichen Bergflanke weiterzieht und von einer Vorterrasse in 860 m (Brandstatt) gesäumt ist. Die scharfe Kante liegt in 880 m. An ihr sind Schotter bis oben aufgeschlossen. Die Oberfläche (Kammerland) ist von auffälliger Ebenheit und Glätte, es fehlt jede Andeutung einer Grund-

¹⁾ Ampferer, 1904, S. 134; Ladurner, 1932, S. 421.

moränendecke. Kleine Steilränder ziehen trichterförmig aus dem Tälchen, dem der Weg nach Mayrhof folgt, und beweisen den rein fluvialen Charakter

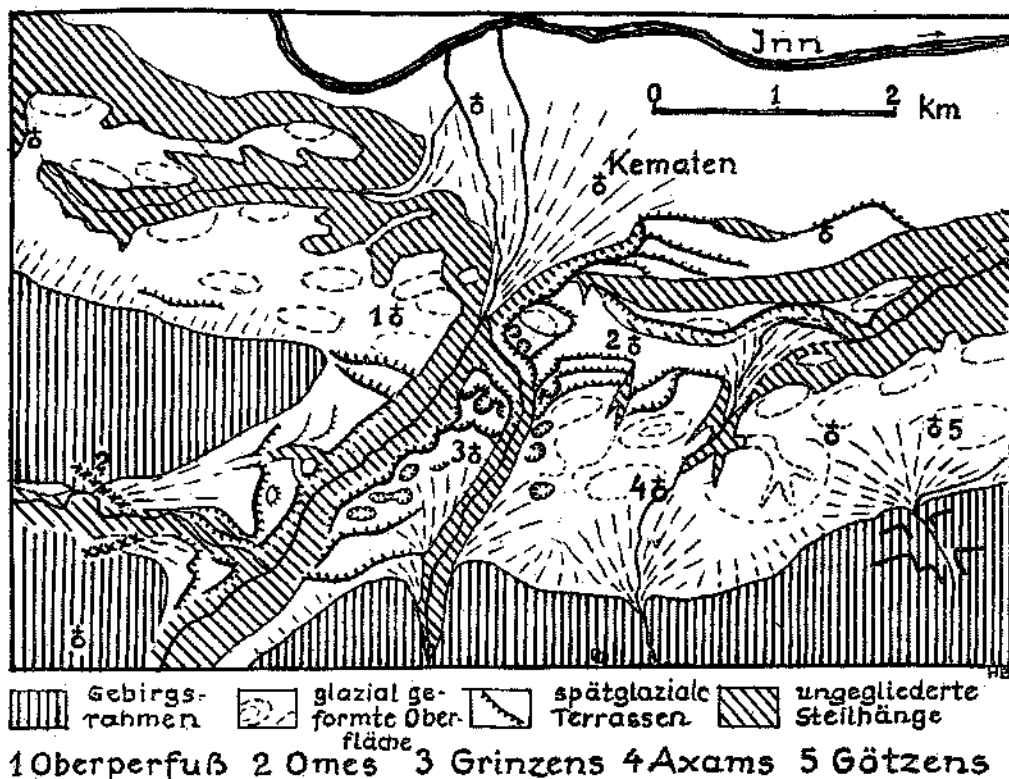


Fig. 1. Die Sellrainmündung.

der Oberfläche. Das genannte Tälchen zerschneidet die Kante einer nächst höheren Stufe (Mayrhof) in 990 m. Hier sind leicht schräg geschichtete

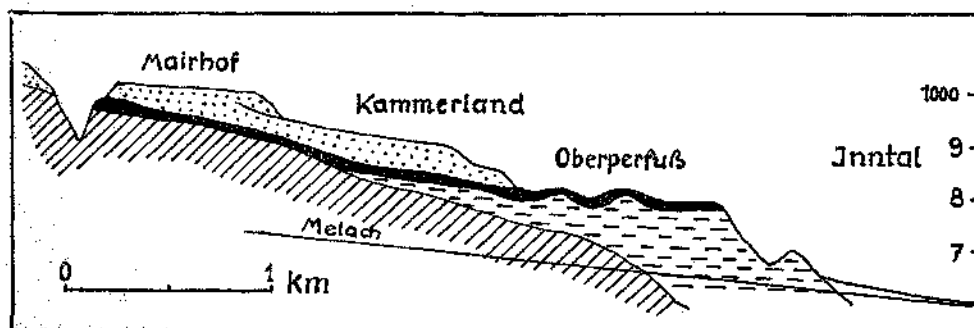


Fig. 2. Längsschnitt westlich der Melachmündung.

punktiert: spätglaziale Sedimente;
schwarz: Hangendmoräne der letzten Ver-
gletscherung;

horizontale Striche: interglaziale Terrassen-
sedimente;
schraffiert: Grundgebirge.

Feinsande aufgeschlossen. Die Oberfläche ist ebenfalls rein fluvial, ohne Grundmoränendecke und steigt gegen die Mündung des Tiefentals hin auf über 1000 m an, wo am Gehänge ein endmoränenartiger Wall herab-

zieht. Am Abfall gegen die Tiefentalschlucht sind Schotter aufgeschlossen, unter denen hier mächtige Inntaler Grundmoräne zutage tritt, die in 960—980 *m* dem Felssockel auflagert. Eine tiefere Leiste setzt sich von hier am Melachhang bis in die Kammerlander Terrasse fort (Bild 1).

Die Bildung dieser beiden großen Aufschüttungsterrassen, die über moränenbedecktem Gelände frei ausstreichen, ist nicht denkbar ohne einen entsprechenden Eiskörper als Staulager. Wir haben es mit dem Schuttkegel eines Tiefenbachgletschers zu tun, der gegen Inngletscherstände von rund 1000 und später von 880 *m* geschüttet wurde. Die Mächtigkeit dieser spätglazialen Ablagerung beträgt schätzungsweise 30—60 *m*.

Dem unterliegenden Sockel begegnen wir an der rechten Flanke des Sellraintals als Leiste, die vom Gehöft Witsch (1000 *m*) am Talausgang gegen Danöben talein zieht. Hier greift die blockige Lokalmoräne von der wenig über dem Talgrund gelegenen Kirche von Rotenbrunn (909 *m*) darüber empor.

Mit einer Zwischenstufe in 975 *m* (Hansen) fällt diese Terrasse von Witsch gegen die Hauptterrassenfläche des südwestlichen Mittelgebirges ab. Beide höheren Stufen verschwinden gegen O in dem gewaltigen Schuttkegel des Senderbachs, der sich über die Hauptterrassenfläche ausbreitet.

So einheitlich der Terrassenkörper, aus der Ferne gesehen, erscheint (vgl. das Bild auf S. 330, A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I), so stark modelliert ist die Terrassenoberfläche auch hier (vgl. Bild 3).

Der Grinzener Schuttkegel geht namentlich gegen die Melachschlucht hin über in ein eigentümliches Gelände von Kuppen, Riedeln, sichelförmig gebogenen Rücken, zwischen denen geschlossene und halboffene Mulden liegen. Es handelt sich um keine Erosionsformen, weder glazialer noch fluvialer Natur, sondern um eine typische Einschüttungslandschaft, deren Kessel man sich nur unter Mitwirkung von Toteis entstanden denken kann (Bild 2).

Die Kante dieser Eisrandbildungen liegt in 880—900 *m*, sie entsprechen also demselben Eisstand, der die Bildung der Kammerlander Terrasse verursachte. In dieser Zeit bestand durch die Melachschlucht noch eine Verbindung zwischen dem Sellrainer Lokalgletscher und dem großen Inntal-Eiskörper.

Gegen O heben sich unter diesen Aufschüttungen die eisgerundeten und moränenbedeckten Schwellen der Terrassenhauptfläche hervor (Ober und Unter der Linde, 850—860 *m*).

Eine ältere Abflußrinne des Sendersbaches, der heute, tief eingeschnitten, zur Melach hinabstürzt, führt zur alten Schmelzwasserfurche von Omes, die noch einen zweiten Eingang von W her besitzt. Am südlichen Eingang finden wir in 820 *m* mehrere Toteislöcher. Sie beweisen ebenso wie das Vorkommen von Moränenmaterial am nördlichen Eingang, daß das Tal von Omes unmittelbar vom Eise weg seinen Ursprung nahm, als es längere Zeit in dieser Höhe stand.

Das Tal von Omes erlaubt wieder eine Gefällsbestimmung der Eis-Oberfläche. Es kann nicht schon zur Zeit seiner Funktion, als es offenbar von bedeutenden Wassermassen durchströmt war, den starken

Gefällsbruch besessen haben, mit dem es heute bei Völs in 600 m ausmündet. Seine alte Mündungshöhe ist vielmehr durch gleichsinnige Verlängerung des Trockentalgefälles zu ermitteln, die auch durch entsprechende Hangknicke über dem verjüngten Teil gestützt ist. Sie kommt bei Völs auf rund 720 m zu liegen. Da die Hangendmoräne z. B. beim benachbarten Peterbründl und vor allem an der nördlichen Talflanke bis nahe zur heutigen Talsohle herabreicht und eine postglaziale Verschüttung nicht erweislich ist, muß auch hier ein Eiskörper von 720 m Höhe als Erosionsbasis angenommen werden. So ergibt sich eine Neigung von 18—20 ‰.¹⁾

Zwei höhere Stände sind in Terrassen des Omestalsüdgehänges festgehalten. Tiefere Stufen finden sich am äußeren Abfall der Terrasse südlich Kematen in Form von Schrägleisten in 740, 720, 680 und 670 m Höhe des oberen Endes.

Sicher war das Omeser Tal durch eine glaziale Längsfurche vor-gezeichnet. Doch möchte ich in der Moräne, die in so tiefer Lage beim Bauhof erschlossen ist (Ladurner, S. 425), nicht Hangend-, sondern Liegendmoräne sehen, so wie auch im Geroldsbachgraben die Liegendmoräne kurz vor dem Austritt ins Inntal angeschnitten ist.

Die wellige Oberfläche der Terrasse hält sich, über Fels und Schotter gleichmäßig hinwegziehend, bis an die Sillschlucht hin in gleicher Höhe: 840—860 m. Es scheint hier der stärker am Aufbau beteiligte Fels den Eisschurf etwas abgeschwächt zu haben im Vergleich zur Perfußer Terrasse. Es kann gar kein Zweifel obwalten, daß wir es mit der unmittelbaren Fortsetzung der Rangger und damit der Mieminger Terrasse zu tun haben.

Reste höherer Niveaus stellen das Eck des Adelhofs (1316 m), ferner die beiden Eckausflachungen in 1060 m an der Mündung des Götznergrabens und die breite Leiste darüber in 1240 m dar, in welcher Höhe auch sonst noch Hangverflachungen vorhanden sind.

O. Ampferer deutete die großen Schuttkegel der südlichen Seitentäler als verschwemmte Schuttmassen von Lokalgletschern (1904, S. 138). Moränenwallartige Formen finden sich am Ausgang des Sendersbach-tals. Aufschlüsse zeigen hier ungeschichtete Block- und Geröllpackung mit gewaschenen Sandlagen, aber auch steil N fallende Lokalschotter. J. Ladurner verzeichnet am Ausgang des Axamertals einen Gletscherstand (S. 412 und Karte), und auch für den Götzner Graben ist ein ähnlicher Stand durch Moränenreste angedeutet. Für den alten Sendersbachkegel ist der Beweis unmittelbar gegeben, daß zur Zeit seiner Aufschüttung das Eis noch bis 900 m im Haupttal stand. Auch seine Zerschneidung erfolgte noch auf ein tieferes Eisniveau (Tal von Omes).

Das große Trockental von Edenhaus—Natters bietet eine weitere Möglichkeit zur Bestimmung des alten Eisoberflächengefälles. Sein westlicher Anfang hängt offen über tieferem, glazial überformtem Gelände, in das sich der Geroldsbach heute bereits etwas eingetieft hat. Um das Trockental zu speisen, müßte der Geroldsbach rund 10 m über der

¹⁾ A. Penck (Alpen im Eiszeitalter, I., S. 332) kommt zu über 30 ‰, da er die Länge des Tals zu dem heutigen Höhenunterschied in Beziehung setzt, was nicht angängig ist.

moränenbedeckten glazialen Oberfläche geflossen sein. Da aber entsprechende jüngere Aufschüttungen fehlen, bleibt nur die Annahme, daß das Edenbachtal unmittelbar vom Eisrand weg seinen Ursprung genommen hat. Es mündet bei Natters (780 m), etwas hängend, in die weite, moränenausgekleidete Natterer Mulde, die bis auf 750 m absinkt. In dieser muß ebenfalls Eis gelegen haben, um die hängende Ausmündung der breiten Trockentalsohle zu ermöglichen. An dem leicht terrassierten östlichen Einfassungsrücken finden sich auch einige Eisrandformen. Da dieser Eiskörper mit der Silltal- und Inntalausfüllung in Verbindung gestanden haben muß, ergibt sich daraus die Neigung der allgemeinen Eisoberfläche zu rund 18 ‰. Damit stehen wir aber schon im Bereich der Sillmündung, mit der sich der nächste Abschnitt beschäftigen soll.

Die Sillmündung und das südöstliche Mittelgebirge.

Literatur:

- J. Blaas: Glazialformation, 1885, S. 70—102.
 J. Blaas: Erläuterungen, 1890, S. 33—40.
 J. Blaas: Der Boden der Stadt Innsbruck, 1891.
 A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 328—332.
 A. Penck - E. Richter: Glazialexkursion, 1903, S. 80—83.
 O. Ampferer: Studien, 1904, S. 139—145.
 H. Wehrli: Monographie, 1928, S. 409—140.
 W. Heissel: Quartärgeologie, 1932, S. 443—467.

Das Mittelgebirge südlich von Innsbruck zwischen Sellrain und Volderthal besteht in der Hauptsache aus anstehendem Fels. Nur im W und an dem stark verschmälerten Ostende beteiligen sich größere Massen von Sedimenten am Aufbau der Terrasse, und auch im Silltal füllen sie eine tiefe ältere Furche aus, die im allgemeinen westlich von der heutigen verlief.

Die große Breite der Terrasse, ihre bedeutende Höhenspannweite (400 m), die Schutzwirkung des Sillschwemmkegels zwischen Peterbründl und Amras, der Mangel stärkerer Zuflüsse von den Bergflanken, die sich zu zwei großen Eckpfeilern runden, haben hier eine ganz ungewöhnlich reiche Vertikalgliederung der Terrasse ermöglicht, bzw. aufbewahrt. Wir fassen zunächst nur die glazial geformten Teile der Terrassenoberfläche ins Auge.

Gleichmäßig über Fels und interglaziale Schotter hinweggreifend setzt sich die wellige und lückenhaft von Grundmoräne bedeckte¹⁾ Fläche von Axams—Götzens beiderseits des Natterer Trockentals bis an die Sillturburche heran fort. Sie liegt zwischen 810 und 860 m und hebt sich gegen den Bergfuß auf 900 m. Gegen die Natterer Mulde taucht sie tief herab.

Viel weniger klar ist ihre Fortsetzung jenseits des Silltals. Hier erreicht die glaziale Oberfläche einen außerordentlichen Grad von Bewegtheit. Sie spannt sich im Querschnitt von Igels über bedeutend

¹⁾ W. Heissels Karte zeigt davon zu wenig.

höhere Reste (Lanserköpfe 931 *m*, Iglerwald 960 *m*), um dazwischen in breiter Furche tief unter spätglaziale Aufschüttungen hinabzutauchen. Und weiterhin zeigt sie eine so starke Auflösung und Steigerung der normalen Wellung zu Drumlinformen und gleichzeitig so starke und so wenig klar angeordnete Höhenunterschiede (820 bis über 960 *m*), daß eine sichere Aussage über vorglaziale Flächen nicht möglich ist.

Es findet sich zwar entlang der nördlichen Kante der Terrasse eine Abfolge von Flächenstücken in 820—860 *m*, die die bisher verfolgte Hauptfläche fortzusetzen scheinen: um die Lanserköpfe und östlich der tief eingreifenden Aldranser Bucht; aber südlich davon hebt sich das Gebiet der Drumlins ohne scharfe Absetzung zu bedeutend größeren Höhen. Namentlich die Höhen der Kuppen, die freilich, von ganz bergnahen abgesehen, nur aus Lockermaterial bestehen, scheinen mir dafür zu sprechen, daß hier nicht bloß ein Aufsteigen der „Hauptoberfläche“ gegen den Bergrand hin vorliegt wie im W (Schwaganger usw.), sondern daß wir es hier mit einem stark zerpflügten höheren Niveaurest zu tun haben. Wenn die Höhe des tieferen Niveaus auf 850—820 (alte Talsohle) anzusetzen wäre, so die des höheren auf 920—940 *m*. Eine Bestätigung dieser Deutung liegt in der Gnadenwaldterrasse, die eine alte Oberfläche in 820—800 *m* unzweideutig festlegt. Daß wir es mit keiner lokalen Aufbiegung des Hauptterrassenniveaus zu tun haben, wird durch die klaren Reste derselben Fläche entlang des ganzen nördlichen Talgehänges zwischen Innsbruck und Hall bestätigt (Hungerburg, Rechenhof usw.).

Am Terrassenabfall, der weiter östlich und westlich vom Inn unter-schnitten ist, setzt bei Ferneck deutliche Stufung ein, die gegen Aldrans hin zu größerer Breite anwächst. Die Verflachungen ziehen über Schotter und Fels gleichmäßig hinweg und zeigen Schlißspuren und Moränenbedeckung. Sie ordnen sich zu drei Niveaus an: in 780—760, 720—700 und 660—640 *m*. Zum ersten gehören die Felsverebnungen, denen die kleine Schotterterrasse des Jehlehoofs aufsitzt, die breite Verflachung südöstlich der Blumesköpfe in 780 *m*, die ebenfalls durch spätglaziale Bildungen maskiert ist, ferner die Leiste der Poltenhütte. In der Fläche von Aldrans (760 *m*) gewinnt dieses Niveau große Breite: Hier griff der Inn einst tief in den Terrassenkörper ein.

Das nächste Niveau ist vertreten in den breiten, rundgebuckelten Felsverebnungen am Bereiterhof (707 *m*) und westlich davon. Jenseits der Sillmündung gehört ihm die große Hangkonkave an, die über den Lemmenhofwiesen in 720 *m* ausgeht. Ferner in der schönen Terrasse von Tantegetert (700 *m*) und in der Terrasse unter Aldrans, deren Kante ebenfalls in 700 *m* liegt. Von der späteren Modellierung und Überdeckung durch spätglaziale Bildungen muß man hier wie an vielen anderen Stellen absehen.

Das unterste Niveau findet sich beiderseits der Sillmündung in rd. 650 *m*: Berg Isel und Lemmenhof. Hieher gehört auch die Fläche des Tummelplatzes und die von Schloß Amras.

Es erhebt sich die Frage, ob diese Niveaus auch in der Sillfurche vertreten sind, die ja im wesentlichen ebenfalls schon vor der letzten Vergletscherung gebildet worden sein muß. Denn an verschiedenen

Stellen greift die Hangendmoräne bis nahe an die heutige Sill herab und dies in einem Tal, dessen Anlage man unmöglich dem Gletscher zuschreiben kann. Eine Reihe solcher Stellen hat schon J. Blaas (Erläuterungen, Karte) angegeben, und W. Heissel hat jüngst die entsprechenden Moränenbeobachtungen übersichtlich zusammengestellt (Karte). Er rechnet allerdings die wichtigsten dieser Vorkommen zur Liegendmoräne, ohne jedoch selbst seiner Sache ganz sicher zu sein (S. 445, 463). Die Überlagerung durch Terrassensedimente ist aber an keiner dieser Stellen nachzuweisen, wohl aber an mehreren Stellen, so westlich von Vill, das umgekehrte Verhältnis. Welche Mächtigkeit müßte der Liegendmoräne zukommen und wie unwahrscheinlich ist ihre Erhaltung als Decke über breit entblößten Felsflächen! Schließlich würde durch das Vorkommen bei den Gluirschhöfen und seine Deutung als Liegendmoräne die Bergisel-Epigenese schon in die Zeit vor Ablagerung der Terrassensedimente verlegt werden, was unwahrscheinlich ist. Wir haben es vielmehr mit der Hangendmoräne zu tun, die ja auch im Inntal (Lemmenhof, Berg Isel) bis nahe zur heutigen Talsohle hinabgreift, und wir haben auch die Sillschlucht — mit Ausnahme der tiefsten Rinne — zu den präwürm angelegten Tälern zu rechnen.

Westlich von Vill bedeckt die Hangendmoräne lückenhaft eine breite Felsterrasse in 670—650 m, die von der Mündung des Ahrntals nach N zieht und sich — jenseits der epigenetischen Schlucht des Sonnenburger Hügels — unter den Gluirschhöfen weiter verfolgen läßt. Sie zielt auf das Niveau von Berg Isel—Lemmenhof. Weiter talauf ist sie durch die Felsterrasse der Haltestelle Stefansbrücke (717 m) vertreten und geht in der Gegend der Mühlbachmündung in den heutigen Talweg der Sill über (vgl. Fig. 4 unten). Bis hierher ist die jüngste, wesentlich postglaziale Zerschneidung vorgedrungen, die mit einer Gefällssteile einsetzt und sich weiter außen durch ihren engeren Querschnitt deutlich abhebt.

Von dem nächsthöheren Niveau (700 m) sind im Silltal kaum sichere Reste erhalten. Eine undeutliche Kante im Steilhang westlich Vill in 720 m, die Terrassen von Handl- und Jesuitenhof (716 m), die von Spuren verschwemmter Moränen bedeckt sind, aber im übrigen glatt und scharfkantig wie spätglaziale Bildungen sind, ferner der obere Eingang des Ahrntals könnten diesem Niveau angehören. Doch habe ich im Ahrntal keinerlei Moränenspuren gefunden, die dessen Vorwülmalter erweisen könnten, und ich muß es offen lassen, ob wir es bei ihm und den übrigen Terrassen nicht mit Formen des Eistrückzugs zu tun haben. Die mangelnde glaziale Ausarbeitung des Ahrntals darf man jedenfalls nicht im letzteren Sinn ausdeuten, da ja auch die Eiswirkung auf die nachweisbar älteren Epigenesen am Berg Isel und Sonnenburger Hügel minimal blieb, während die Talstrecken dazwischen beckenartig ausgeweitet wurden.

Das Niveau 760—780 m ist im Silltal gar nicht vertreten, wenn man von der obenerwähnten Verflachung südöstlich der Blumesköpfe absieht. So wie diese sind auch die breiten Terrassenschultern, die die Terrassenhauptfläche ins Silltal hinein fortsetzen, vollständig umgeprägt durch die spätglazialen Formenelemente, denen wir uns nun zuwenden.

A. Penck hat schon 1902 (Alpen im Eiszeitalter, I., S. 332 und Fig. 58) auf die Längsterrassen zwischen Igls und Patsch sowie bei Schönberg hingewiesen und sie als Reste „nunmehr zerstörter Abflußrinnen“ gedeutet. 1903 bezeichnet er sie als Geschnitzzeitlich, ohne dies jedoch näher zu begründen (Glazialexcursion, S. 81). Das Phänomen dieser kleinen Terrassenbildungen ist aber viel weiter verbreitet (zum folgenden vgl. Fig. 3).

Diesen Terrassen mangelt vollständig jede Grundmoränendecke, doch findet man nicht selten verschwemmte Reste davon im Verband der jüngeren Schotter, die diese Terrassen überkleiden oder ganz aufbauen. Sie bilden stellenweise ganze Treppen, aus denen man ersehen kann, daß der Schwund des Eiskörpers, an den sie sich lehnten, in regelmäßigen Rucken erfolgte.

Die höchste dieser Terrassen liegt südlich der Felskuppe des Rosengartens in 1020 *m* und ist durch eine Abflußrinne vom Berghang getrennt. Darunter folgen prächtige Längsstufen in 980, 950—960, besonders breit in 930 *m*; diese geht längs dem Ahrntalhang über in die schöne Fläche des Girgl (915 *m*) über Igls. Steigt man von da gegen den Rosengarten empor, so findet man auch hier Stufen in 960 (Taxburg), in 1000 und in 1020 *m*. Sie sind untereinander durch Tälchen verzahnt, gehen über Schotter und Fels und aus ihnen taucht immer wieder wellige glaziale Oberfläche. Ein Aufschluß nächst Taxburg zeigt die am alten Eisrand gestörte Lagerung der Aufschüttungen der 960-*m*-Terrasse. Gegen Patsch werden diese Terrassen zum Teil undeutlich und versteilen sich. Auch am Sporn gegen Kehr hinab finden sich Abkantungen.

Viel breiter ist die Terrasse von Igls (870 *m*), die gegen das Silltal von zwei tieferen Stufen in 850 und 830 *m* begleitet wird. Alle drei werden vom Steilhang des Ahrntals abgeschnitten, während der Ahrnberg selbst Flächen in entsprechenden Höhen zeigt.

Die beiden unteren Niveaus sind auch westlich der Sill vertreten in der Raitiser Terrasse (850 *m*), die sich nach S fortsetzt und der auch das Längstälchen von Schwaganger angehört und in der Mutterer Fläche (830—820 *m*), die ebenso wie eine nächst tiefere Stufe (800 *m*) auch jenseits der Natterer Mulde unter den Blumesköpfen ihre Entsprechung hat.

Da noch unter den Kanten dieser Terrassen am Silltalgehänge Hangendmoräne auftritt, ist es ausgeschlossen, daß die Sillfurche jemals nach der Würmvergletscherung wieder ausgefüllt war. Entstehung dieser Terrassen ist daher nur am Rande einer Eismasse denkbar, die die tiefere Furche vollständig ausfüllte.

Auch in der Sillfurche selbst sind solche junge Terrassen zu beobachten, die zum Teil in Beziehung zueinander zu stehen scheinen. So am Jesuitenhof in 716, 700, 680 *m*, beim Klarerhof in 670, 660, 645 *m*, beim Reisachhof in 670 und 660 *m* usw. Am Berg Isel haben wir ein Trockentälchen hinter dem Buchhof und am Lemmenhof zwei Kanten. Am Nordabfall des Klosterberges findet sich eine wahre Treppe von kleinen Eisrandterrassen, die den Anschluß an die höhere Gruppe vermitteln, und der Rücken, der zum Berg Iselsattel absteigt, ist von

vier bis fünf Eckflächen gestuft. Eine besonders deutliche Terrasse in 690 m zieht sich vom Sonnenburgerhof nordwärts. Tief unter ihr liegt am Hohlweg Hangendmoräne.

Alle höheren Terrassen rechts der Sill setzen sich, in die Richtung des Inntals umbiegend, mit deutlichem Gefälle nach O hin fort. Die Terrasse von Taxburg (960 m) verschwindet an der Ellbögners Straße, 930 m hoch, in dem gewaltigen Sistranser Schuttkegel. Ein Aufschluß bei P. 922 zeigt unregelmäßig schräg nach O fallende grobe und feine Schotter mit zum Teil sehr eckigen Stücken, überwiegend Quarzphyllit mit einigen morschen Gneisen, angelagert an Fels. Jenseits des Schuttkegels bilden ihre Ausläufer die abgekanteten Hügel und die Fläche von Sistrans (920 m). Ein tiefer Aufschluß westlich des Ortes zeigt 30 Grad NW-fallende Deltaschotter und Kiese, meist Quarzphyllit mit einigen morschen Gneisgeröllen. Die 920-m-Fläche schneidet dieses spätglaziale Delta oben ab.

Die Girkelterrasse zieht mit scharfer Kante unter dem Sistranser Schuttkegel durch, von Kerben und Quellmulden zerlappt und verläuft sich, 880 m hoch, in das Rundbuckelgelände nordöstlich Sistrans.

Die Iglerterrasse erfüllt das weite Becken um den Lanser See und zieht in einer 2 m höheren Stufe über Lans (860 m) gegen Rans (840 m). Gegen Vill (811 m) verliert sie sich in unruhiges Gelände von sichelförmigen Vorsprüngen und halbkesselartigen Einbuchtungen, eine typische Eisrandlandschaft. Ein Aufschluß in einem der Vorsprünge nahe der Viller Kirche zeigt Feinsande etwa 40 Grad NO einfallend, darüber unregelmäßig N, NO und NW fallende Kiese und Sande: Ein Delta, von Kamesbildungen bedeckt. Die anschließende Mulde von Vill ist von moränenartigen Lehmen ausgekleidet, deren grobe Geschiebeblöcke zu den Straßeneinfassungen verwendet wurden. Als ein Gegenstück zur Natterer Mulde wird sie im W von einem terrassierten Schottervorsprung eingefasst. Der Eiskuchen dieser Mulde, der offenbar vollständig übersandet wurde, war nur der letzte Rest einer wesentlich größeren Eismasse, die ursprünglich die ganze Hohlform zwischen Iglers Wald und Lanser Köpfen eingenommen hatte. Gegen sie wurde die Iglerterrasse geschüttet. Von O zurückschmelzend wurde sie dort am vollständigsten von den Aufschüttungen ersetzt. Im Bereich des Viller Moors schmolz sie erst, als die Iglerterrasse nicht mehr überspült war. So konnte diese Hohlform ebenso wie das Toteisloch des Lanser Sees nicht mehr zugeschüttet werden, sondern fiel der Vermoorung anheim.¹⁾ Die sichelförmig eingreifenden Rücken sind Spaltenausfüllungen. Ein Aufschluß am NW-Rand des Moors zeigt oben Feinsande, darunter Innschotter, Kiese und Sande in Deltaschichtung steil gegen O und SO.

Nördlich der Felskuppe des Oellacherhofs öffnet sich eine Lücke zum Mühlthal, das mit scharfer und tiefer Kerbe in Fels einsetzt und auf die Aldranser Fläche hinauszieht. Auch in die alte Innbucht von Aldrans ist eine Eisrandtreppe eingebaut. Zwischen Rans und Aldrans liegen zwei

¹⁾ Vgl. S. Pankratia Feurstein, Geschichte des Viller Moors und des Seerosenweihers an den Lanser Köpfen bei Innsbruck. Beihefte z. Botan. Zentralblatt, Bd. LI, 1933, Abt. II.

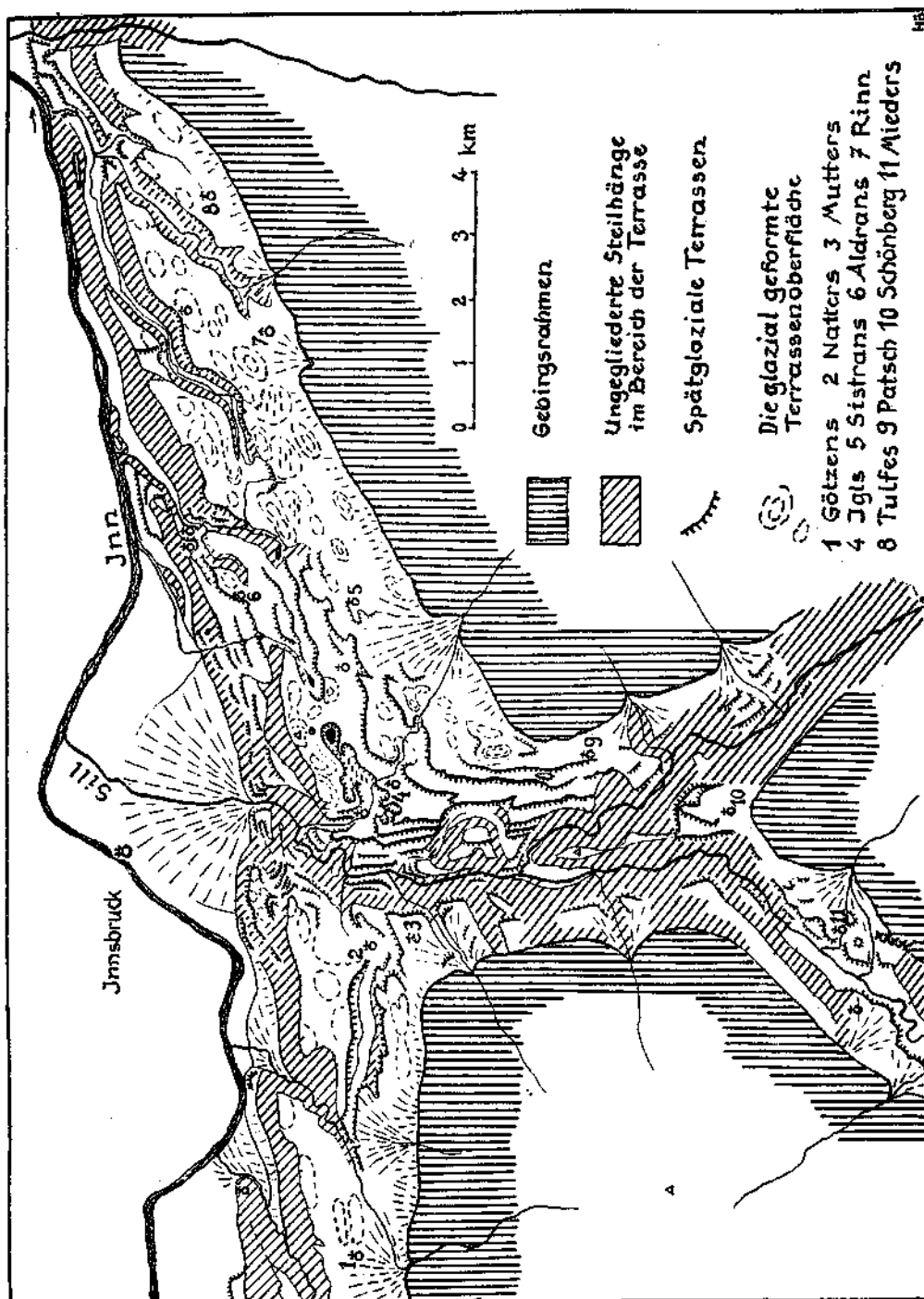


Fig. 3. Die Sillmündung und das südliche Mittelgebirge.

Stufen in 800 und 780 m. Alle Flächen sind mehrfach ineinander verzahnt. Auch die Aldranser Hauptfläche ist unbeschadet ihrer älteren Anlage als Eisrandstufe zu werten. Auf ihr floß der Mühlbach, einst vereinigt mit dem Sistranser Bach, zum Ampaßer Tal. Beim Absinken des Eis spiegels brach zunächst der Mühlbach (Terrasse 730 m), dann auch der Sistranser Bach nach N durch (Terrasse vom Strandbad Schönruh 700 m). Doch war die Eintiefung von dem gleichen Niveau aus schon

beträchtlich über Ampaß emporgedrungen. Auch noch tiefere Eisstände haben ihre Marken hinterlassen. Die Trockenrinne von Egerdach ist nur als seitliches Schmelzwasserbett zu verstehen.

In der ganzen östlichen Hälfte des südöstlichen Mittelgebirges sind Eisrandterrassen selten. An den scharfkantigen Rändern mancher Beckenausfüllungen erkennt man alte Eisstände (nordöstlich Sistrans in 880, bei Judenstein in 870 *m* usw.). Die stark wellige glaziale Oberfläche wird von drei Schrägtälern durchzogen und von dem steilen Prallhang des Inns begrenzt, der die Unterläufe dieser Talrinnen schräg abschneidet.

Diese Furchen wurden von den Schmelzwässern der südlichen Hanggletscher erzeugt, die zur Schlernzeit noch ganz beträchtlich gewesen sein müssen und von denen auch hier die großen Schuttkegel stammen. Nur unbedeutend können sie von dem Eis gespeist worden sein, das in den Mulden der Terrassenoberfläche lag. Sie sind daher auch nicht zur Bestimmung der Oberflächenneigung des Inngletschers geeignet, trotzdem ihre Mündungen von den ruckweise einsinkenden Eisständen mitbeeinflusst wurden.

Beim Ampaßer Tal findet sich wiederum eine ganze Terrassentreppe (650, 620, 610, 590 und 570 *m*)¹⁾. Die beiden letzten gehören nur dem Inntal, die 610-*m*-Stufe Inntal und Ampaßer Tal gemeinsam an. Die Mündung der beiden andern Täler wird in einem späteren Abschnitt besprochen.

Die Terrasse nördlich von Innsbruck.

Literatur:

- J. Blaas: Glazialformation, 1885, S. 28—69.
- J. Blaas: Erläuterungen, 1890, S. 40—49.
- A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 326.
- A. Penck: Hüttinger Breccie, 1920.
- O. Ampferer: Studien, 1904, S. 113—117.
- O. Ampferer: Erläuterung zur Geologischen Spezialkarte, Blatt Innsbruck—Achensee, 1924.
- H. Wehrli: Monographie, 1928, S. 401—403.
- R. v. Klebelsberg: Neue Aufschlüsse, 1929.
- H. Katschthaler: Neue Beobachtungen, 1930, S. 17—43.

Dem verwickelten inneren Aufbau der Terrasse nördlich von Innsbruck, wo auf einem Felssockel die Ablagerungen dreier Eiszeiten sich mit interglazialen Aufschüttungen verschränken, entspricht auch eine komplizierte äußere Formgestaltung, die sich vielfach alizusehr ins Kleine verliert, um noch für unsere Zwecke brauchbar zu sein.

Die schwachwelligen Terrassenflächen von Hungerburg, Rechenhof und Garzanhof fallen in sanfter Neigung von 900 und 1000 *m* talwärts auf 850 *m* ab. Sie gehören demselben Niveau an, das im SW als Terrassenhauptfläche bezeichnet wurde und das im Gnadenwald in breiter Ausdehnung erhalten ist. An der Ausmündung von Höttinger und Mühlauer Graben ist die Oberfläche durch jüngere Kalkschuttmassen

¹⁾ Blaas, Glazialformation, S. 79 ff.

aufgehöhrt, die sich über die Inntaler Grundmoränendecke legen und von O. Ampferer auch hier als verschwemmtes Moränenmaterial von Lokalgletschern angesehen werden.

Beiderseits des Höttinger Grabens schaltet sich vor die verschmälerte Hauptfläche eine tiefere, ebenfalls moränenbedeckte Fläche (Planötzenhof, 780 m). Es liegt hier ein Rest des Aldranser Präwürmniveaus vor. Hieher ist vielleicht auch die kleine Fläche des Kerschbuchhofs (790 m) zu stellen, auf der Kalkmoräne liegt. Auch der obere Abschnitt des Thaurer Tälchens, das im Fels liegt, scheint auf dieses Niveau eingestellt zu sein.

Eine wesentlich tiefere Stufe der Vorwürmzerschneidung dürfte in verschiedenen älteren Kernen der Vorterrasse erhalten sein: Sandbichl (670 m) westlich Mariahilf, der von bergwärts fallenden Innschottern aufgebaut ist und Spuren von Moränenbedeckung aufweist. Es ist ein Erosionsrest der Hochterrasse, umschüttet von jüngeren Schottern. Westlich von Arzl erschließt ein Steinbruch anstehendes Kalkgestein in 660 m mitten im Bereich der Vorterrasse. Der Arzler Kalvarienberg (670 m) besteht aus Mehlsanden, die der interglazialen Serie angehören und ist daher ebenfalls als Erosionsrest aufzufassen. Es handelt sich hier offenbar um die Entsprechung des Berg Isel-Lemmenhofniveaus. An verschiedenen Stellen sind Gehängeabflachungen in über 1000 m vorhanden, so unter der Rumer Alm, an der Thaurer Klamm usw.

Bereits A. Penck hat auf spätglaziale Eisrandstufungen im Bereich des Mühlauer Schuttkegels hingewiesen (1920, S. 102). Hier sind mindestens zwei Stufen: in 720 m (Spitzbüchel) und in rund 640 m. Im Gebiet des Fallbachs sind deutlich drei Stufen zu sehen in 670 (Schöne Aussicht), 720 (Ölberg) und in 760 m. Alle diese und weitere Verflachungen sind klein und ermangeln größerer Längerstreckung.

Die Kante der ziemlich stark geneigten Vorstufe liegt in rund 590 m. Mehrere Schottergruben zeigen talwärts einfallende Inntalschotter, die nicht selten gekritzte Geschiebe führen. Schon Blaas hat ihren Charakter als eine spätglaziale Abschwemmung erkannt (Glazialformation, S. 41—46). Ein Mammutzahnfund weist ebenfalls in diese Richtung.¹⁾ Gegen Thaur-Absam erreicht dieses Vorgelände ganz beträchtliche Breite bei geringerer Neigung. So haben wir uns den Inntalboden vorzustellen nach dem Verschwinden des Eises, bevor der Inn seine Sohle zu der heutigen Breite erweitert hatte. Auch an der Südflanke haben wir nicht selten Reste dieser Vorterrasse.

Gegen die oben erwähnte Deutung der Kalkschuttmassen an der Mündung der Seitengraben als verschwemmte Stirn- oder Moränenmassen tief herabgestiegener Lokalgletscher hat A. Penck Zweifel ausgesprochen (1920, S. 104). Wenn sich auch vielfach ein exakter Beweis für die Auffassung Ampferers nicht erbringen läßt, so macht doch die Analogie zu anderen Fällen seine Deutung wahrscheinlich. Daß noch in später Zeit Lokalgletscher tief herabreicheten, das beweisen die seltsamen Hügel am Fuß der Hochterrasse zwischen Arzl und Rum, zwischen denen der Schuttstrom der Rumer Mur herabzieht. Sie sind ein Doppelkranz von Stirn- oder Moränen, deren vorderer Bogenschluß weggeschwemmt ist.

¹⁾ R. v. Klebelsberg: Zeitschrift für Gletscherkunde, 1923, S. 261.

Zur Zeit dieses Gletscherstandes, der bis auf 620 *m* Höhe herabreicht, muß das Inntal schon eisfrei gewesen sein. Kein Firnbecken ist für diesen Gletscher nachweisbar, es muß sich um einen regenerierten Hanggletscher gehandelt haben, der zur Bestimmung der Firnlinie nicht geeignet ist.

Das innere Silltal.

Literatur:

- A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 328—330, 343.
 J. Blaas: Erläuterungen, S. 38/9.
 W. Heissel: Quartärgeologie, 1932. Hier ist auch die weitere Literatur zusammengestellt.

Bevor wir weiter ins Unterinntal hinabgehen, möchte ich hier einen Ausflug ins Silltal einschalten, das ich noch in den Bereich meiner Untersuchungen einbezog.

Daß die interglazialen Terrassensedimente viel weiter ins Silltal hineinreichen, als bis dahin angenommen wurde, hat W. Heissel nachgewiesen. A. Penck hatte die innerhalb von Matriei gelegenen Schotter, auf die schon von J. Blaas aufmerksam gemacht worden war (S. 38), als fluvioglaziale Ablagerungen des Geschnitzstadiums aufgefaßt (S. 329, 343). Aber sie sind an zahlreichen Stellen von Grundmoräne überlagert, die vom Felsgehänge auf sie übergreift und sie nicht selten diskordant bis zum Talgrund überzieht, und sie lassen sich fast ununterbrochen von der Inntalterrasse herein verfolgen.

W. Heissel hat freilich auch verschiedene isolierte Schottervorkommen tief in den Nebentälern, in hoher Lage zu den interglazialen Terrassensedimenten gestellt (im Stubai, Nafis, auf der Nößlacher Terrasse u. a.). In den meisten dieser Fälle handelt es sich sicher um jüngere Bildungen, die am Eisrand, oft in Wechsellagerung mit Moräne abgelagert wurden.

Im vorderen Silltal hatten wir folgende Formelemente unterschieden: Die kuppige, glazial überformte Terrassenhauptfläche in rund 850 *m* Höhe, eine höhere Stufe in rd. 950 *m* (Iglar Wald). Die Sillfurche zerfällt in eine ausgeweitete, schwach terrassierte obere Talmulde, die durch verschiedene Reste von Hangendmoräne als Würmgletscherbett gekennzeichnet ist und deren Boden in 650 *m* an der Mündung, in rund 700 *m* beim Jesuitenhof liegt; und in eine enge, tiefere Schlucht (bis 50 *m* tief), meist im Fels, die im wesentlichen als postglazial zu gelten hat (vgl. Heissel, S. 466). In diese fluviatil angelegte, aber glazial überprägte Grundform sind zahlreiche Eisrandterrassen teils erosiv, teils akkumulativ eingelassen, von denen die Gruppe im Niveau der Hauptoberfläche besondere Ausdehnung erlangt hat.

Alle diese Elemente lassen sich ins Sill- und Ruezal weiter verfolgen (vgl. Fig. 3 und 4).

Besonders deutlich ist die Fortsetzung der hohen Terrassenflächen über Schönberg (1000 *m*)—St. Peter—Gedeier—Schöfens—Tienzens—Maurn—Plon, allmählich bis auf 1150 *m* ansteigend. Wir werden uns mit ihnen noch genauer zu befassen haben. Unter ihren Kanten findet sich eine Reihe von Vorkommen der Hangendmoräne, die beweisen,

daß auch weiter talein die tiefere Sillfurche schon zur Würmzeit vorhanden war. W. Heissel gibt auf seiner Karte eine Anzahl dieser Vorkommen an. So wie im äußeren Silltal zieht er jedoch einige Vorkommen (z. B. bei Patsch) zur Liegendmoräne (vgl. Karte), obwohl er selbst zugibt, daß der Befund Zweifel offen läßt (S. 456 u. 463). Ich möchte nach meiner Untersuchung wie nach den allgemeinen Verhältnissen die Moräne westlich Patsch wenigstens in ihrem größeren Teil als Hangendmoräne auffassen, die demnach hier auf rund 900 m herabsteigt. Am gegenüberliegenden Hang des Schönburger Sporns zieht Hangendmoräne ganz klar diskordant bis auf 900 m herab. Bei St. Peter zieht auch Heissel Vorkommen gleicher Art und Höhenlage zur Hangendmoräne. Beim Wächterhaus 82 liegt nach Heissel Hangendmoräne in 940 m. Reste von Hangendmoräne finden sich auch unmittelbar unter der Talstufe von Matrei bis auf rund 920 m herab.

Südlich des Trautsoner Spornes ist der höhere und breitere Talboden von Matrei voll erhalten. Dort läßt sich an verschiedenen Stellen Hangendmoräne bis nahe an den Talboden herab nachweisen und talauf geht sie über in die von Moräne ausgekleideten Gletschertröge des Gschnitz- und Valsertals.

So zeigt der westlichste der drei Hügel, in die der Riegel von Schloß Trautson durch spätglaziale Schmelzwässer aufgelöst worden ist, die Bändertone (über Mehlsanden)¹⁾ oberflächlich sehr stark gestaucht, aufgesplittert, Geschiebe eingepreßt und von Moräne bedeckt. Gegenüber der Nafismündung reicht Hangendmoräne bis nahe zur Talsohle herab. Spätglaziale Schotter sind an sie angelagert (Heissel, S. 444/5). Auch das Moränenvorkommen im Nafiser Mündungstrichter (N-Flanke) möchte ich als Hangendmoräne deuten (Heissel, S. 444). Bei Steinach stehen wir bereits im Bereich des moränenausgekleideten Gschnitzaltrogs.

Bei den Terrassen, deren Aufbau aus Fels und interglazialen Terrassensedimenten Heissel beschrieben hat, kann man ebenso wie bei der Inntalerrasse Reste älterer vorwürmzeitlicher Niveaus erkennen. Ihre Hauptoberfläche fügt sich, wenn man von der spätglazialen Umformung absieht, in eine gleichmäßig ansteigende Gefällslinie ein. Dieses Niveau, dem die oben genannten schönen Terrassenstücke in ihrem Kern sowie weitere dazwischenliegende und undeutlichere Reststücke angehören, geht im Inntal auf das Kuppenniveau des Iglar Waldes aus (960 m). Bis zu dieser Höhe reichen auch die höchsten Terrassenschotter im mittleren Inntal. Oberhalb von Steinach endigen die beiderseitigen Terrassen dieses Niveaus bei Sigreit in rd. 1150 m. Setzt man es gleichsinnig und — entsprechend dem heutigen Talboden — leicht versteilend talauf fort, so kommen wir zur Talstufe des Brennersees (1309 m).

Die breite Talfurche des inneren Silltals endet bei Matrei in rund 1000 m. Sie setzt sich in verschiedenen, zum Teil moränenbedeckten Terrassen und Leisten fort: Unter Pfons 980 m, unter Gedeier 980 m, entlang der Brennerstraße 960—940 m, unter St. Peter in 940 m, unter Patsch rd. 900 m und geht schließlich in die Terrassenhauptfläche in 850 m über.

Unter Pfons ist noch ein tieferes Niveau vorhanden (rund 930 m), von dem talaus nur wenige geneigte Leisten erhalten sind: Unter Matreiner

¹⁾ Vergleiche A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, S. 343; W. Heissel, S. 451.

Wald 900 *m*, in der großen Talbucht nördlich von St. Peter 900 *m*. Talaus fehlen deutliche Reste, da hier bereits das nächsttiefere Niveau (Jesuitenhof 720 *m*) von der Vereisung betroffen worden war.

Dieses ältere Relief ist von den starken Schmelzwässern der Spätglazialzeit modelliert worden. Der Schönberger Sporn besitzt zwei prächtige Flächen in 990 und 1010—1020 *m*, die den oberen Patscher Stufen entsprechen. Nahe der Kante der höheren zeigt ein Aufschluß schräggeschichtete Sande und Kiese. Von der Moränenbedeckung sind oberflächlich nur mehr große Geschiebeblöcke übriggeblieben (Straßeneinfassungen). Gegen einen etwas höheren Eisstand wurde der Schuttkegel von St. Peter-Klingen geschüttet, der von dem Schlernstand des Vikargletschers ausging (1050 *m* Heissel, S. 439). Eine tiefere Trichterstufe liegt hier in 1000 *m*.

In dem ganzen Talstück bis gegen Matrei sind nur kleinere, unzusammenhängende Eisrandterrassen entwickelt. Bei Matrei ist ein Eisstand von 1100 *m* durch die höchste Stufe des Schuttkegels von Mühlbachl festgehalten. Der nächsttieferen Stufe von Ziegelstadel (Kante 1050 *m*) entspricht der Schuttkegel von Pfons. Entsprechende Abstufungen zeigt auch die Schöfener Terrasse. Einem tiefsten Eisstand, besser einem Zungenende von Matrei gehören die drei Trockenrinnen des Trautsoner Riegels an (1010 *m*). Sie setzen voraus, daß zur Zeit ihrer Bildung auch nördlich von ihnen noch Eis lag.

An der Mündung des Nafistals finden wir dieselben Erscheinungen wie an der des Vikartals. Ein Sanderkegel des Nafisgletschers überschüttete die alten Terrassenreste von Tienzens und Ludler, ausgehend auf einen Eisstand von 1100 *m* im Silltal. Wenn auch kein eigentlicher Stirnmoränenwall vorhanden ist, so ist doch der ganze Talhang innerhalb der Mündungsverbauung von blockiger und lehmiger Grundmoräne ausgekleidet. Ein Aufschluß über St. Kathrein in 1160 *m* zeigt 15 Grad W-fallende Talschotter über horizontalen Sand- und Kieslagen. Zwei Gefällsbrüche in der vom Ludler ausgehenden Rinne (Fanggenal) weisen auf zwei tiefere Eisstände im Silltal hin. Der tiefere von ihnen ist auch in einer niedrigeren Terrasse der Talmündung und bei Puig (1040 *m*) vertreten. Auf der anderen Talseite, wo auch die 1100-*m*-Terrasse vertreten ist (Muigg), geht der Stutzergraben auf eine entsprechende Schotterleiste aus.

Die Tienzener Fläche setzt sich leicht ansteigend gegen St. Ursula (1135 *m*) fort. Hier haben wir eine Möglichkeit, das Eisgefälle zu beurteilen. Das Material ist bei St. Ursula aufgeschlossen; Schlecht geschichtete und sortierte, schlammige grobe Schotter. Bei Maurn ist die Terrasse stärker abgeschrägt auf eine Kante in 1090 *m*. Darunter gibt es noch eine tiefere Schotterleiste (1060—1070 *m*), die talauf fast bis zum Talboden absteigt. Diesen drei Terrassen entsprechen solche am linken Talhang nördlich Steinach, von denen jede tiefere die höhere gegen N abschneidet (Bild 7).

Auch die ebene Schotterterrasse von Plon (1130 *m*) wurde während des Eisstandes von Maurn überspült.

Südlich von Puig beginnt der Talboden anzusteigen. Die Sill ist in kleinen Terrassen angesenkt. Mehrere isolierte Schotterreste ragen

noch höher auf. Wir haben es hier mit Sanderresten des zurückweichenden Gschnitzgletschers zu tun.

Aus diesen Beobachtungen (vgl. Längsprof.) ergeben sich einige Erkenntnisse über die Art des Eisrückzugs im Sillgebiet. Zunächst die Oberflächeneignung: Den sichersten Wert bietet die Eisrandterrasse St. Ursula—Tienzens mit 20 ‰. Etwas niedrigere Werte erlangen wir aus den Patsch—Igler Terrassen: 15 ‰. Nimmt man, was große Wahrscheinlichkeit besitzt, St. Peter (1040 m)—Taxburg (960 m) als zusammengehörig, so erhalten wir ebenfalls 20 ‰.

Wir sehen, daß in der Sillfurche noch Eis lag, als die Seitengletscher des Vikar-, Arz- und Nafistals sich bereits zu dem charakteristischen Schlernstand nahe der Talmündung zurückgezogen hatten (Heissel, S. 437 ff.). Ihre Sanderkegel überschütteten die alten Terrassen und den Gletscherrest gleichmäßig. Mit dem Einsinken desselben schachtelten sich die Schuttkegel ineinander. Die Stufung des Tälchens von Fangenal beweist das Andauern des Nafisstandes während des Abschmelzens des Eisstromes. Es ist bezeichnend, daß wir an den Mündungen der westlichen Täler keine analogen Verhältnisse vorfinden. Deren Gletscher haben, aus höheren Gebirgen kommend, zur Schlernzeit zunächst noch zur Speisung des Sillgletschers beigetragen.

Legen wir an den Eisstand an der Nafismündung das ermittelte Oberflächengefäll von 20 ‰ an, so erhalten wir bei Schönberg rd. 900 m, bei Stephansbrücke rd. 850 und im Inntal rd. 750 m Eishöhe, bei Steinach dagegen 1150 m. Ein Absinken der Oberfläche um rd. 50 m, wie es durch die Terrasse von Maurn-Plon angezeigt wird, veranlaßte nördlich von Matrei eine Teilung der Eismasse durch den Riegel von Trautson. Rasch erfolgte die Auflösung und Zuschotterung der dünnen Eiszunge im Matreier Becken.

Die niedrigen Sanderreste im Silltal südlich von Puig dürften demselben Eisstand angehören wie die unterste Terrasse bei Steinach. Damals scheint die Zunge des Gschnitzgletschers talauf bis Sigreit gereicht zu haben und die Verbindung mit dem Valsergletscher bereits verloren gewesen zu sein. Von hier erfolgte der Rückzug bis zum Trinser Stirnwall ohne weiteren Halt. Es ist anzunehmen, daß zu dieser Zeit auch der Nafisser Gletscher bereits beträchtlich ins Tal zurückgewichen war.

Wir haben noch einen Blick auf die Verhältnisse im Stubaital zu werfen.

A. Penck ließ seinerzeit (Alpen im Eiszeitalter, S. 343) die Terrassensedimente an dem Zungenbecken von Fulpmes enden, das von der bekannten Endmoräne von Mieders eingefafßt ist. W. Heissel hat sie auch hier noch tief ins Tal hinein verfolgt. Ich möchte mich einer Stellungnahme zu der auf seiner Karte angezeigten Verbreitung vorläufig enthalten, da sich meine Untersuchungen nicht über Mieders hinaus erstrecken.

Auch im Stubaital lassen sich die Vorwürm-Zerschneidungsterrassen des Silltals wiedererkennen. Die Hauptoberfläche ist zwar bei Schönberg und Mieders durch die spätglazialen Schmelzwasserwirkungen verwischt worden, am gegenüberliegenden Hang aber als moränenbedeckte Schotter- und Felsleiste in 960—1000 m Höhe gut zu verfolgen. Sie

verliert sich in die großen jüngeren Schuttkegel von Telfes—Fulpmes. An beiden Flanken sind darunter in rund 900 m Ausflachungen vorhanden. Tiefer herabgreifende Hangendmoräne (am W-Hang des Burgstallrückens bis auf 750 m, Heissel, S. 455) erweist das höhere Alter dieses Niveaus, das auf 880—850 m anzusetzen ist. Nächsttiefer ist die trogartige Mulde des heutigen Stubaitals (850 bis über 900 m), die bis zum Gallhof herein von jüngerer Felsschlucht zerschnitten ist. Sie entspricht jenem glazial erweiterten Muldenquerschnitt über der jungen Sillschlucht und gibt dessen Bild vor der Zerschneidung. Diese beiden Niveaus dürften dem 700 und 760 m Talboden im Inntal angehört haben.

Die jungen Eisrandformen lassen das allmähliche Einsinken der Eisoberfläche erkennen. Dem 1000 m-Stand von Schönberg entsprechen die hohen Schuttkegelreste am Sagbach (1013 m) bei Kreit, ferner der alte Schuttkegel des Zirkenbachs (Kante 1080 m). Von Schönberg her steigt man auf den Schwemmflächen der Schmelzwässer mit ihren isolierten Schotterhügeln allmählich herab auf die breite Fläche von Mieders, die einem Eisstand in 950 m entspricht. Die End-Ufermoränen südlich von Mieders verlangen etwas höhere Eisfüllung. Die weitere Auflösung der Eiszunge zeigen die Schuttkegel von Telfes und Plöven, die sich gegen eine Eismasse unter Telfes—Mieders und eine bei Fulpmes lehnten. (Kante 960—930 m). Noch weiterem Schwund entspricht die Terrasse von Fulpmes (930 m).

W. Heissel stellt wohl mit Recht den tiefen Gletscherhalt von Mieders zum Schlernstadium (S. 442); zieht man nun zum Vergleich die im Silltal gewonnenen Daten heran, so ergibt sich folgendes: Zu Beginn der Differenzierung des Nafisstandes vom Sillgletscher bestand noch Verbindung des Silleises mit dem Inneis. Die Oberfläche lag bei Stefansbrücke in rund 850 m. Dies entspricht bei 20 ‰ Gefäll einer Eishöhe von rund 960 m bei Telfes. Man muß, um zur Höhe der Ufermoränen von Mieders (bis 1060 m) heranzureichen, hier erheblich steileres Gefäll annehmen, wie es ja auch für eine noch ernährte Gletscherzunge wahrscheinlich ist.

Das Unterinntal bis zur Zillermündung.

Literatur:

- J. Blaas: Glazialformation, 1885, S. 70—72.
- J. Blaas: Erläuterungen, 1890, S. 31—2.
- J. Blaas: Notizen, 1891, S. 114—117.
- A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, S. 322—23, 325,
- A. Penck: Ablagerungen usw., 1922, S. 216—7.
- O. Ampferer: Studien, 1904, S. 117—22, 127, 145—50.
- O. Ampferer: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte, Blatt Innsbruck-Achensee, 1924.
- O. Ampferer: Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale. Zeitschrift f. Gletscherkunde, II., 1907/8, S. 31—34.
- H. Wehrli: Monographie, S. 411.

In diesem Abschnitt ist die Terrasse vor allem auf der N-Flanke breit entwickelt, überwiegend aufgebaut aus Sedimenten. Gegen O nehmen diese und damit auch die Terrasse immer mehr an Breite ab,

um schließlich am Abfall des Staner Jochs ganz zu verschwinden. Nur vor der Öffnung des Achenseetales ist ein Rest der Terrasse der Erosion entgangen. Im S sind die Terrassenformen schmal und vor allem im Fels ausgeprägt, wie hier sogar die heutige Inntalsole auf Fels übergreift (Weer). Eine Ausnahme macht nur der Abschnitt des Weerbergs, wo auch die Sedimentanlagerung größere Mächtigkeit erreicht.

Den nördlichen Terrassen fehlen Eisrandstufen fast vollständig. Sie zeigen weithin ungliederte Steilabfälle, an deren Fuß sich eine Vorterrasse schmiegt. Die Oberfläche erreicht im Gnadenwald 2 km Breite. Sie hält sich, gegen den Berghang leicht ansteigend, in 800–860 m, zeigt die typische leichte glaziale Wellung und Grundmoränenbedeckung und wird von tiefen Gräben zerschlitzt. Sie setzt sich in der völlig gleichartigen Oberfläche des Vomperbergs (830 m) und in der ebenfalls grundmoränenbedeckten Eckfläche von Eggen-Weng (814 m) fort. Es ist kein Zweifel möglich, daß in ihr die Fortsetzung der Terrassenhauptfläche von Axams-Götzens vorliegt. Ihre Höhe als altes fluviatiles Niveau mag bei Hall zu 850, bei Schwaz zu 830–20 m angenommen werden.

Tiefere Niveaus sind angesichts der starken jüngeren Zuschneidung dieser Terrassen nicht erhalten, wohl aber einige Reste höherer Niveaus: In 1200 m am Ostsporn des Halltals und über Wald, in 1040–1050 m an der Vomperbachmündung (Eben). Die moränenbedeckte Fels-Schotterfläche von Bauhof (900 m) scheint ein in Schutzlage erhaltener Rest des höchsten Terrassenniveaus zu sein. Ihr entspricht vielleicht auch die Verebnung von Heuberg.

Auf Eisstände scheinen einige Terrassenabkantungen im Gebiet nördlich des Maria Larcher-Längstals sowie bei Lehmmoos und Schindler (nördlich Fritzens) zurückzugehen. Auch die Vorterrasse weist stellenweise 2–3 undeutliche Stufen auf in 600–650 m. Mit ihr verschmelzen die Schotterkegel der Seitengräben in ähnlicher Weise wie im Gebiet nördlich von Innsbruck. Die Längsstufung dieser tiefen, jedenfalls spätglazialen Gräben dürfte ebenfalls auf verschiedene Eisstände zurückzuführen sein.

Der Abfall des Vomperbergs zeigt zwei spätglaziale Stufen in 760 und 660 m. Hinter ihnen zieht ein steiles Tälchen herab. Ähnlich weist auch die Bauhofterrasse eine Trockenrinne auf, die einem Eisstand von 740 m entspricht.

Auf Lokalgletscherablagerungen hat wiederum O. Ampferer hingewiesen. Namentlich beiderseits der Halltalmündung bauen sich Kalkschuttmassen vor, Zeugen eines in geschützter Lage besonders tief herabreichenden Lokalgletschers der Sonnseite.

Charakteristisch für die südliche Talflanke ist die Vielzahl von Leisten, die über Schotter und Fels ziehen und in denen sich vorwürmzeitliche mit spätglazialen überkreuzen. Die Längsprofile der drei südlichen Seitentäler weisen z. T. entsprechende Stufen auf.

Westlich der Voldertalmündung haben wir eine niedrige, rundgebuckelte Felsterrasse, von Schottern dünn bedeckt und gegen W leicht ansteigend (Glaser 610 m). Auf sie geht der Boden des Zimmertals aus, dessen Bächlein schon früher zum Inn hinabstürzt. Ähnlich wie beim Ampassertal ist

hier die linke Talflanke der Unterschneidung des Inns bis auf kleine Reste erlegen. Auf der nächst höheren Felsleiste sitzt Schloß Friedberg (666 *m*). Auch diese setzt sich nach W hin ansteigend fort (Kohler 680 *m*) und geht in den Boden des Poltentials über, das auf diese Weise hängend über der Zimmertalsole ausmündet.

Die Tatsache, daß Polten- und Zimmertal auf zwei Vorwürmterrassen ausgehen, könnte verleiten, in ihnen ebenfalls Vorwürmtalungen zu erblicken. Dies ist jedoch ihrem ganzen Charakter nach, der sie in eine Linie mit den übrigen Schmelzwasserrinnen stellt, ausgeschlossen. Auch keinerlei Moränenauskleidung ist nachgewiesen.¹⁾

Es handelt sich hier um das Zusammentreffen spätglazialer Eisstände mit älteren Hangstufen, wie es auch sonst vorkommt. Auffällig ist nur, daß sich das Poltental nicht auch wie das Zimmertal (von dessen höherem Stand noch Reste erhalten sind, z. B. Kienberg) auf den tieferen Eisstand einstellte. Früheres Versiegen der Wasserspeisung ist nicht anzunehmen. Der Grund dürfte sein, daß die Mündungsstelle gerade auf Fels zu liegen kam und daher später in der Vertiefung zurückblieb. Wie denn auch sonst, wo immer im Verlauf dieser offenbar sehr rasch eingerissenen Täler Fels zutage tritt (unter Hochstraß z. B.), starke Verengungen auftreten.

Das Voldertal zeigt einen Gefällsknick in 800 *m*, der wohl der Friedberger Terrassenkante entspricht. Im Gebiet von Volderwildbad (1103 *m*) zeigt sich namentlich durch eine linke Ufermoräne ein Gletscherstand an, der auf rund 1050 *m* herabgereicht haben mag. Die zugehörige Schneegrenze berechnet sich zu 1850 *m*, was dem Schlernstadium entspricht.

Die Leisten jenseits der Volderschlucht sind stark vom Eis abgeschrägt, das hier offenbar eine aufsteigende Bewegung vollzog. Diesen Typus schräg aufsteigender Eisbearbeitung hat O. Ampferer 1904 anschaulich von verschiedenen Stellen der Inntalerrasse geschildert. So haben wir eine Leiste in 770—800 *m* (Eppenstein). Nö. darunter liegt flaches Rundbuckelgelände in zwei Stufen (740 und 700 *m*, Buggl—Halbeis). Rest eines 670 *m*-Niveaus ist die Kuppe des Wattener Steinbruchs. Mehrfach verknüpfen sich mit diesen älteren Leisten die scharfrandigen Eisrandterrassen (bei Buggl in 700 und 690 *m*, bei Schloß Aschach in 600 *m* usw.).

Zwischen Wattener und Weertal gibt es nur einige kleinere Hangstufen. Der Wattener Talgraben weist vier scharfe Knicke auf in 660, 720, 900 und 1200 *m*, die unter Berücksichtigung des Talgefälles etwa auf folgende Niveauhöhen ausgehen: 600, 680, 800 und 920 *m*. Diese Werte fügen sich gut in die Vorwürmniveaus ein.

Großartig entwickelt ist die Eisrandstufung in der trichterförmigen Mündung des Weertals. Hier haben wir zunächst die breite Niederterrasse von Merans—Lenzöder (660—640 *m*): Ein Felssockel mit dünner Decke von interglazialen Sedimenten, darüber schlecht geschichteter

1) Die schon von J. Blaas erwähnten (Glazialform. S. 71) groben Blöcke im Gebiet des Glockenhofs und der Poltentalmündung sind nur verschwemmte Geschiebe aus der Hangendmoräne und von den südlichen Lokalgletschern.

Talschutt mit Terrassenkanten, in 610, 640 und 660 *m*. Im östlichen Flügel ragt die Unterlage in Rundbuckeln durch die spätglaziale Fläche, von der ein Ast als Randgerinne über Seltsam nach O zieht. Sein Gefälle, 15‰ setzt ebensolche Neigung der eingesandeten Eisoberfläche voraus, auf die das Tälchen wiederum ausging.

Auf der nächsten Stufe steht die Ruine Rettenberg (720 *m*). Aufschlüsse zeigen N-geneigte, grobe Talschotter, auch kreuzgeschichtete Sande mit Tonlagen: Schuttkegel- und Staubbildungen. Östlich der Ruine haben wir noch eine etwas tiefere Stufe, die sich jenseits der Weerbachschlucht in der Terrasse des Sölknerwaldes fortsetzt. Die moränenlose Fläche der Rettenberger Stufe zieht steil talein, von der Weerbachschlucht durch einen Hügelzug getrennt. Er besteht, nach einigen schlechten Aufschlüssen zu schließen, aus Talschottern, Moränenmaterial ist nicht zu finden. Es ist der Erosionsrest einer höheren Schuttstufe (800—760 *m*). Darüber ragt der Hotterbüchl als Rest der interglazialen Sedimente bis zur Höhe der Weerbergterrasse auf (840 *m*). Diesem Niveau scheinen auch die moränenbedeckten Verflachungen weiter talein anzugehören.

Die Oberfläche des Weerbergs entspricht nach Höhe und Charakter vollkommen der Gnadenwaldfläche. Sie zieht in ansehnlicher Breite ins Weer- und Pilltal hinein. Unter ihrer Kante verläuft in 800—780 *m* eine Eisrandstufe in Form von Eckvorsprüngen und flachen Hangmulden. Eine solche löst auch die Kuppe von St. Peter und Paul von der Hauptterrassenfläche ab. Auch tiefere Abstufungen der Sporne und Gräben des Steilabfalls sind vorhanden.

Von Pill bis über Schwaz hinaus ist die Gehängegliederung wenig ausgeprägt. Von der Pillschlucht zieht in 680 *m* eine Leiste auf andert-halb Kilometer nach O. Sonst ist wenig zu entnehmen. Bemerkenswert ist die Eckausflachung von Grafenast in über 1200 *m*.

Über Schwaz haben wir beim Holz Reste der Terrassenhauptfläche in über 820 *m*. Die glatte Riedelfläche des Anzinger (720 *m*) dürfte eine Eisrandbildung sein, sowie auch der Schuttkegelrest hoch oben bei Zintberg (Kante 1000 *m*). Abtreppungen finden sich rechts des Lahnbachs auch noch tiefer.

Deutlichere Reste finden sich zwischen Schwaz und dem Zillertal im Gebiet von Buch und Schlierbach. In rund 900 *m* liegt die breite, z. T. von Schottern und Grundmoräne bedeckte Felsterrasse von Gallzein—Schöllenberg, der auch die Leiste von Troi entspricht sowie ein weiterer Rest „Am Raffel“ über Rotholz. Felsterrassen in 820—840 *m* liegen beiderseits des Buchbachs (Hof). Zwischen Wirtshaus Felsenkeller und dem Buchbach zieht eine Leiste in 650 *m*, während bei Wahrbichl—Weislhof Verflachungen in 760 *m* liegen. Durch schräg ansteigende Felsfurchen sind diese älteren z. T. moränenbedeckten Niveausreste abgescrägt und verschliffen (Ampferer 1904, S. 149/50). An der Kante gegen das Zillertal liegen Eckausflachungen in rund 820 und 740 *m*. In größerer Höhe haben wir die Eckfläche von Kogelmoos (1100 *m*).

Damit stehen wir bereits gegenüber der Öffnung des Achantals. Bis gegen 910 *m* steigen hier die interglazialen Deltaschotter an (A. Penck 1922, S. 217, 226), darüber legt sich Grundmoräne des Inngletschers

und z. T. lokale Schottermoräne. Am Abfall gegen das Inntal baut sich eine breite Vorstufe mit glazial gewellter Oberfläche vor, die von der diskordant herabziehenden Hangendmoräne bedeckt ist (Fischl 750 m). Es handelt sich hier um einen der deutlichsten Fälle eines nur leicht glazial überformten Vorwürmniveaus (der Aldranser Stufe). Wenig unter der Oberfläche dieser Vorstufe liegt eine glatte Eisrandterrasse in 720 m. Damals floß das Wasser des Kasbachs über Stangelgut nach O. Im Trockental von Erlach reicht die Hangendmoräne bis auf rund 600 m herab (Ampferer 1904, S. 123 f.), eine ältere Talrinne anzeigend. Einen höheren Eisstand dürfte die ebene Abtreppung in den Mehlsanden über Fischl in 780 m andeuten. Die wenigen kristallinen Blöcke auf ihr sind vom Eisrand oder aus der Hangendmoräne abgeschwemmt.

Der mächtige Schuttkegel des Kasbachs zeigt drei Abstufungen. Eine noch höhere Stufe liegt zwischen Burgeck und Tiergarten in 570 m. Sie senkt sich im breiten Trockental bis unter Wiesing auf 530 m. Es handelt sich um eine randglaziale Abflußrinne des Kasbachs.

An mehreren Stellen erkennt man, daß in dem gewaltigen Murschuttkegel der Sonnwendlahn ein Schotter-Felssockel von rund 700 m Höhe begraben ist. Im W ist er offenbar glazial abgeschrägt und von Grundmoräne bedeckt, im O (Bürglberg) von Murschutt aufgehöhht.

Das Zillertal.

Literatur:

- J. Blaas: Notizen. S. 114.
 A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 324.
 O. Ampferer: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte, Blatt Rattenberg, Wien 1918.
 B. v. Rinaldini: Kitzbühler Alpen, S. 69.
 H. Wehrli: Monographie, S. 412.
 H. Bobek: Zillertaler Alpen, 1933, S. 74—76.

Dem Zillertal fehlen Schotterterrassen so gut wie völlig. Nur in der Gegend von Fügen und Pankrazberg zeigt die geologische Spezialkarte einen größeren Komplex, der auch schon J. Blaas bekannt war. A. Penck und von Rinaldini haben auf Schotter in der Gerlosmündung aufmerksam gemacht. Geschichtete Schuttmassen finden sich ferner in den äußeren Teilen der Mayrhofener Gründe (Bobek, 1933, S. 75).

Die Schotter des äußeren Zillertals überlagern wenig mächtig die Felsterrasse von Fügenberg (680 m). Bei Fügen erreichen sie jedoch den Talgrund (550 m) und steigen an der Finsingmündung bis über 1000 m empor. Moränenüberlagerung ist hier nirgends festgestellt. Die Oberfläche der Schotter ist vielfach terrassiert, wobei es sich zum größten Teil um spätglaziale Eisrandformung handelt. So verläuft eine Kante auf dem Fügenberg in rund 750 m; vorgelagert sind ihr eigentümliche, isolierte Längswallstücke, wohl Spaltenausfüllungen. Gegen die Ausmündung des Murbruchs von St. Pankraz und des Finsingtals steigen die Schotterleisten an. Bei letzterem liegen die Kanten eingeschachtelter Schuttkegelflächen in 1000, 960, 840, 780 und 660 m. Das

Material besteht aus schlammigen Finsingschottern und muß gegen einen Eiskörper im Zillertal geschüttet worden sein (vgl. Blaas, Notizen, S. 114).

Am Kupferberg konnte ich Unterlagerung der geringmächtigen Schotterdecke durch Zillertalmoräne in rund 850 m feststellen. Ganz ähnliche Formen wie an der Finsingmündung finden sich nördlich des Rieder Grabens. Scharfkantige Leisten finden sich auch auf der linken Talflanke gegenüber Fügen. Die ungeschichteten Schuttdecken der schönen Felsterrassen an der Märzenmündung werden auf der geologischen Spezialkarte als Blockmoränen bezeichnet. In rund 1000 m fand ich hier ein geringes Schottervorkommen.

In der Gerlosmündung werden von v. Rinaldini Schotter und Sande erwähnt, die bis 1100 m ansteigen. Doch finden sich entlang der neuen Straße ausschließlich lokale Schuttmassen, z. T. moränenartigen Charakters mit viel Kalk, die von den Stadialgletschern der Gerlosbergalm stammen. In rund 900 m zeigt aber ein großer Aufschluß nordwestlich von Mühlegg grobe Gerlosschotter und Sande, überlagert von Blockmoräne aus dem inneren Gerlostal. Von hier zieht sich eine Verflachung talaus zur Heinzenbergterrasse und Bichl (880 m), die durch Moränenbedeckung als Vorwürmniveau gekennzeichnet ist. Hier handelt es sich zweifellos um einen Rest interglazialer Terrassensedimente.

Die teilweise konglomerierten Schuttmassen des Tuxer Tals innerhalb von Persal, in denen auch gekritzte Geschiebe zu finden sind, dürften verwaschenes Moränenmaterial darstellen, vielleicht aufgestaut durch den Zemmglischer, der die Mündung bei Finkenberg besetzt hielt, als der Tuxer Gletscher bereits weit zurückgewichen war.

Ganz entsprechend dürfte auch die Schotterterrasse im Zemmgrund innerhalb von Ginzling in späterer Zeit vom Floitengletscher aufgestaut worden sein, da der Bergsturz von Ginzling viel tiefer liegt.

Die Schutterrassen des äußeren Zillergrundes, die talein in den weiten Schuttboden von Häusling übergehen, können ebenfalls nicht alt sein. Sie dürften durch einen Schuttkegel der N-Flanke aufgestaut worden sein.

Die sicher interglazialen Schotter der Gerlosmündung lassen auch einen interglazialen Kern des Finsing-Fügener Komplexes vermuten. Über die Mächtigkeit der Schotterfüllung ist freilich bei so geringen Anhaltspunkten nichts sicheres auszusagen (vgl. Bobek, 1933, S. 75).

Die Ausräumung der Schotter muß zum größten Teil bereits zur Zeit der Vorwürmzerschneidung erfolgt sein, denn die verschiedenen Vorwürmterrassen (die sich als solche durch ihren Zusammenhang mit den entsprechenden Terrassen des Innerts zu erkennen geben) verlaufen ganz überwiegend im Fels. Sie streichen gegen das Innertal in folgenden Höhen aus: rund 900 (G), 800 (H), und 700 m (J) (Bobek 1933, S. 71). Die höhere Stufe von J ist am Fügenberg spätglazial, an der Märzenmündung eher H zuzuordnen. Dazu kommt noch ein tiefstes Niveau in rund 600 m (K). Die unmittelbare Überleitung ins Innertal vollzieht sich an der Eckterrasse des linken Talsporns, von der bereits die Rede war.

Die Terrassen zwischen Zillermündung und Brixental.

Literatur:

- J. Blaas: Notizen, S. 113.
 A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 319.
 J. Müllner: Die Seen des unteren Innals usw., 1905.
 O. Ampferer: Glazialgeologische Beobachtungen, 1907/8, S. 34—51, 112—117.
 H. Wehrli: Monographie, S. 417—419.
 F. Levy: Schlierseer Berge, 1922, S. 21—23.

Die Gegend von Brixlegg ist beherrscht durch die in W—O-Richtung aus dem Innthal auftauchenden Felsrippen, die sich östlich der Alpbacher Ache zu einem steil ansteigenden Felsfurchen- und Rundbuckelgelände steigern. In die Felsbecken der ausgeräumten wenig widerständigen Gesteinsschichten sind lockere Ablagerungen verschiedener Art und Alters eingebaut.

Hinter der ersten Felsschwelle südlich Brixlegg liegt die Schotterstufe von Perchau (580 m), die durch Toteislöcher als spätglazial gekennzeichnet ist. Der zweite Felsrücken leitet zur nächsthöheren, breiten Schotterterrasse von Reith (657 m) empor. Diese ist im westlichen Teil leicht längsgewellt, wie es für glaziale Oberflächen charakteristisch ist, im östlichen dagegen glatt und von zwei tiefen Toteisgruben durchsetzt. Wir haben hier die spätglaziale Ausfüllung einer weiten, offenbar glazial ausgearbeiteten Mulde einer älteren Schotter-Felsterrasse von rund 660 m Höhe vor uns. Sie setzt einen Eisstand im Innthal von rund 640 m voraus, denselben, gegen den auch in der Furche des Alpbachs mächtige Bändertone und Sande geschüttet wurden.

Über der Reither Terrasse liegen im Fels ausgeprägt zwei höhere Stufen: Wölzenberg 850 m und Gschwendt 940 m. Beide sind auch östlich des Alpbachs ausgeprägt, besonders aber die höhere: Ramsberg 950 m, die breite, moränenbedeckte Fels-Schotter-Verflachung von Unterstein (930 m) und Burglehen, als Restsporn auch der Stadtberg (905 m); die untere unter Ramsberg in 850 m. Dieses Niveau ist aber besonders deutlich im Alpbachtal vertreten durch die breiten, vielfach grundmoränenbedeckten Terrassen der Schotter-, Sand- und Toneinfüllung: in der Leitz (920 m), Eggen (940 m), Hochkolber (960 m), Außeralpbach (970 m). Unter deren Kanten zieht noch ein tieferes Leistensystem talaus, das in den alten Talboden von Hygna (800 m) übergeht und mit ihm in 740 m über der Reither Terrasse ausmündet. Es mag sich hierbei um die Reste eines älteren Niveaus handeln (Fischlniveau), die aber jedenfalls gegen einen Eisstand von 740 m hin neu überspült und überformt worden sind.

Ein noch höherer Eisstand ist durch Randleisten beiderseits des Hygnabachs in 1020—1060 m gemarkt. Gegen den Kerschbaumer Sattel schließen sie sich zu einem kleinen Talboden zusammen, dessen Wasserlauf seinen Ursprung von jenseits des Sattels, d. h. vom Zillertaler Gletscher genommen haben mußte, der um diese Zeit also noch 1120 m hoch gestanden hat. Bei einer Eisoberfläche von 1020 m bei Hygna ergibt sich ein Gefälle um den Sporn des Reither Kogels herum von rund 16 ‰.

Südlich des Reither Kogels liegen breite Verflachungen in rund 1200 m als Reste eines älteren Niveaus, das auch nördlich der Gratl-

spitze durch eine Reihe von Kuppen gleicher Höhe vertreten ist. Jenseits des Maukentobels liegt eine Eckfläche in 1200 m. Eine tiefere Stufe scheint über Rattenberg in rund 1000 m vorhanden zu sein.

Bei Brixlegg tritt die Terrasse auf die linke Talseite und reicht, stark an Breite zunehmend, in zwei großen Abschnitten — Ober- und Unterangerberg — bis zur Mündung des Brixentals, wo sie wieder auf die andere Talflanke wechselt. Doch mangelt es auch der südlichen Talflanke zwischen Rattenberg und Wörgl nicht an Verebnungen und Leisten, die die Terrassenniveaus fortführen. Die südliche Parallelfurche des Innentals, die Wildschönau, bleibt hier außer Betracht.

Bei Kundl liegt die kuppige und moränenbedeckte Eckfläche von Bumberg in rund 900 m. Die ebenfalls moränenausgekleidete Trockentalung „Beim Fürsten“ dürfte auf ein altes Niveau in 800 m eingestellt gewesen sein. Östlich der Schlucht haben wir eine Ausflachung in 1000 m und eine schmale Leiste in 700 m. An den Sattel von Esbaum schließt sich eine breite, moränenbedeckte Verflachung in über 900 m. Am Wörgler Bach liegt ein schotterbedecktes Eck in 680 m (Hennersberg). Daneben gibt es in diesem Gebiet noch zahlreiche höhere Verebnungsreste in 1100, über 1200 und rund 1400 m, auf die hier nicht näher eingegangen sei.

F. Levy-Leyden hat aus dem Brandenberger Tal einen alten, seiner Meinung nach präglazialen Talboden auf 800 m ins Innthal herausverfolgt. Er fügt sich unseren Vorwürmniveaus der Höhe nach ein. Ob es sich um einen älteren Talboden handelt, möchte ich meinerseits offenlassen, da ich das Tal nicht untersucht habe.

Der Angerberg besteht aus zwei Bündeln schmaler Längsrücken aus anstehender Oligozänmolasse und von unverkennbar glazialer Prägung. Zwischen ihnen liegt eine langgedehnte Mittelmulde. Die Höhe der Rücken erreicht 650 m an der Talseite und steigt an der Bergseite auf 760 m. In einer der glazialen Furchen liegt der Berglsteinersee.

Mäßiger ist die glaziale Überformung im Unterangerberg. Dessen typisch flachgewellte Oberfläche hält sich in rund 660 m. Wenige Drumlins steigen etwas darüber an — wohl durch Aufschüttung (vgl. auch J. Müllner, S. 159). Wir können also auf ein ursprüngliches Terrassenniveau von 660—680 m schließen, für die höhere bergseitige Rückengruppe des Oberangerbergs auf ein solches in 760—80 m.

Die Wanne des Oberangerbergs ist von jüngeren Aufschüttungen erfüllt, deren teilweise vermoorte Oberfläche sich sanft nach O senkt. Am Westende ist darin die verschlungene Toteislandschaft der Rheintalerseen eingesenkt, die den fluvioglazialen Charakter der ganzen Aufschüttung beweist. Sie hat einen See verschüttet, von dem drei höhere Spiegelstände bei Hub durch Terrassen vermarktet sind. Gegen die Ausmündung des Brandbergertals ziehen zwei ansteigende Terrassen in 600—660 und 580 bis 600 m. Ihre Bildung setzt entsprechende Eisstände im Innthal voraus, dieselben, die bei Brixlegg durch die spätglazialen Terrassen von Reith (660 m) und Perchau (580 m) festgehalten sind.

Da der Abfluß des Oberangerberger Beckens trotz des ehemals sicher reichlichen Wasserdurchflusses nicht auf die Innalsole, sondern reichlich 40 m höher eingestellt ist, kommen wir zum Schluß, daß die gleich-

zeitige, spätglaziale Inntalsole rund 40 m höher als heute lag, vielleicht auch hier noch durch Vermittlung übersandeten Eises (Gefäll 10‰). Bei Breitenbach haben wir eine Terrassenstufe von 540 m Höhe, die sich auch erosiv über Fels zieht.

Die Oberfläche des Unterangerbergs zieht gleichmäßig über Hauptdolomithippen, Molassesockel und interglaziale Schotter hinweg. Die Grundmoränendecke ist sehr lückenhaft. Vom Berghang ist die Terrasse durch den langen Talzug von Mariastein geschieden, der mit sanftem Gefäll auf die niedrige Terrasse von Niederbreitenbach (518 m, 20 m überm Inn) ausgeht. Es handelt sich, wie schon A. Penck ausführte, um ein randglaziales Gerinne. Das wasserspendende Eis lag in der moränenausgekleideten Ramsauer Mulde und es muß hier noch mindestens 600 m Höhe erreicht haben. Am unteren Ende lag offenbar kein Eis mehr. Die 20 m-Terrasse von Niederbreitenbach bezeichnet vielmehr die Höhe des spätglazialen, übersandeten Inntalbodens und ist damit der niederen Vorterrasse im Gebiet von Hötting bis Hall gleichzusetzen. Einen weiteren Rest dieses spätglazialen Talbodens finden wir nördlich von Angath und vor allem an der Mündung des Brixentals, dem wir uns nun zuwenden.

Das Brixental.

Literatur:

- J. Blaas, Notizen, S. 108—111.
 A. Penck, Alpen im Eiszeitalter, I., S. 320—31.
 A. Penck — E. Richter, Glazialexkursion, S. 57—59.
 O. Ampferer, Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntal, 1907/8, S. 44—51.
 O. Ampferer, Über die Entstehung der Inntalterrassen, 1908/9, S. 53—54.
 B. v. Rinaldini, Kitzbühler Alpen, S. 65—69.
 H. Wehrli, Monographie, S. 420—22.

Wie im Silltal haben wir im Brixental breit erhaltene Terrassen, die sich als ältere Formelemente über Schotter und Fels ziehen, aber stark von spätglazialer Überformung betroffen worden sind. Die Moränenbedeckung ist im allgemeinen nur mehr randlich, nahe den Berghängen erhalten. Nur an der Mündung ins Inntal steigt sie stellenweise bis an die Talsole herab (bei Mayrhof). Es kann kein Zweifel bestehen, daß auch hier die interglaziale Verschüttung schon vorwärm wieder zerschnitten war.

Eine ziemlich reiche Gehängestufung erlaubt im Längsprofil (vgl. Fig. 5) einige Niveaus zu rekonstruieren, die gegen das Inntal auf folgende Höhen ausgehen: rund 1000, etwas unter 900, rund 780, rund 660 m. Die Übereinstimmung mit den älteren Niveaus im Inntal (vgl. Fig. 7) liegt auf der Hand.

Das 1000 m-Niveau ist vor allem durch die 4 km lange und bis 1 km breite kuppige Flachlandschaft des Bruggberges vertreten, ferner durch die Terrassenstufe von Juffing (1019 m) unter dem Paisselberg. Das 900 m-Niveau liegt vor in Verflachungen unter Juffing und dem Bruggberg, über Penning, westlich gegenüber Windau (Schwaigerberg und Ebenwald).

Das 800—780 *m*-Niveau hat Reste unter Juffing (Unter Stein), s.ö. über Itter, beiderseits des Grafenweger Bachs, über Hopfgarten in 850 *m*, beim Pechl, Burwegen südlich Degenmoos (859 *m*). Schließlich in höheren, von Moränenspuren bedeckten Kuppen der breiten Terrasse nw. Rettenbach. Das 660 *m*-Niveau ist aus den breiten Terrassenstufen abzuleiten, die zwar spätglazial überspült und verändert wurden (auch im Gefäll der Teilstücke), in ihrer Großform aber, wie aus der randlich fast stets erhaltenen Moränendecke hervorgeht, älterer Anlage sind. Dieses Niveau hat hier wie im unteren Inntal durchaus den Charakter des Terrassenhauptniveaus, während dieser weiter aufwärts im Inntal auf eine höhere Stufe übergeht.

Die spätglazialen Formelemente heben sich durch die üblichen Merkmale heraus. An manchen Stellen ist die Scheidung der spätglazialen Schotterdecken von interglazialen Sedimenten durch das starke Zurücktreten, wenn nicht Fehlen von Innmaterial, das in jenen eine große Rolle spielt, verhältnismäßig gut möglich (vgl. auch Fig. 9 in Penck-Richter, S. 58).

An manchen Stellen haben wir eine ganze Treppe von Eisrandstufen, so z. B. s.ö. Hopfgarten. Am stärksten tritt aber ein großes Flächensystem hervor: Es überzieht die breite Terrasse von Westendorf. Allenthalben sind hier Toteisgruben zu finden und ö. von Westendorf häufen sie sich zu einer richtigen Einschüttungslandschaft. Unverschwemmte Grundmoräne fehlt vollkommen. Die Fläche senkt sich sanft gegen W und N. Zur Zeit ihrer Überspülung hatte also der Abfluß nach O bereits aufgehört. Da Reste eines größeren, O-gerichteten Terrassensystems meines Wissens nicht vorhanden sind, vollständige Zerstörung aber unwahrscheinlich ist, muß angenommen werden, daß die Ostentwässerung aufhörte, sobald das Eis von der Höhe des Kirchberger Sattels geschwunden war. Zur Zeit der Überspülung der Westendorfer Fläche füllte der Rest des Würm-Eisstromnetzes das Tal der Windauer Ache bis 770—760 *m*. Das Oberflächengefälle dieser Eismasse, die, längst nicht mehr ernährt, die Verbindung zwischen Inneis und den weit zurückgewichenen südlichen Lokalgletschern aufrecht erhielt, muß rund 12‰ betragen haben. Einer um 30 *m* tieferen Eisoberfläche entspricht die weite Sohle des Lauterbachs bei der Stockermühle in 740 *m*. Beim weiteren Tiefserschneiden geriet der Bach in den widerständigen Schwazer Dolomit, so daß sich eine Gefällsstufe erhielt. Auf der anderen Talseite und bei Hopfgarten bildete sich noch eine tiefere Stufe in 660 *m* aus.

Die Abflußbahnen der Schmelzwässer lassen sich beiderseits der tieferen Furche nach N verfolgen: Wifflberg 740 *m* — Hacher — Itter 700 *m*. Die ausgezeichnet ebene Fläche senkt sich von hier gegen NO, gegen den heutigen Sattel von Söll. Aber auch in diesem Fall ist das Wasser nicht mehr in diesem Niveau nach Söll und zur Weißach abgeflossen. Denn die Fläche von Söll liegt mit 690—680 *m* zu hoch dafür. Die Fläche von Itterdörfel senkt sich auf 680 *m* gegen eine Eisfüllung des Mühlals, die sich auch in der Terrasse von Lanharting (680 *m*) widerspiegelt. Die Fläche von Söll wurde von einem höheren Eisspiegel im Brixental aus überspült, was auch damit besser übereinstimmt, daß sie selbst einen gleichzeitigen Eisstand von rund 680 *m* im Weißachbecken —

voraussetzt. So kann auch hier die Ostentwässerung in spätglazialer Zeit nur kurz gedauert haben.

Im Mündungsgebiet zeigt sich noch ein tieferer Eisstand in rund 640—600 *m* an. Er entspricht einer Abflußrinne auf der Häringerrasse bei Obergasteig in 600 und 590 *m*. Eine junge Terrassenstufe in 540 *m* zieht aus dem Brixental von Untergasteig gegen Kirchbichl, indem sie in eine enge Talrinne übergeht. Eine tiefste Terrassenstufe endlich, rund 20 *m* über dem heutigen Talboden, liegt zwischen dem Grattenbergl, Gasteig und Kastengstatt (518 *m*). Ein deutliches Toteisloch beweist, daß es sich auch hier um eine spätglaziale, sanderartige Bildung handelt, die der Terrasse von Niederbreitenbach entspricht. Diese Nieder-Terrasse endet bei Unterlangkampfen in rund 500 *m*, 10 *m* über der heutigen Innsohle.

Die Terrasse von Häring und das Weißachgebiet.

Literatur:

- A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 318—19.
- A. Penck — E. Richter, Glazialexkursion, S. 60—65.
- O. Ampferer: 1907/8, S. 117—127.
- O. Ampferer: 1908/9, S. 54—59.
- J. Müllner: Die Seen des Unterinntals usw., 1905.
- O. Ampferer: Geolog. Führer für das Kaisergebirge, Wien 1933.

O. Ampferer hat nachgewiesen, daß die Terrasse von Häring nach Aufbau und Formengestaltung die direkte Fortsetzung des Unterangerbergs und keine Endmoränenlandschaft darstellt, wie seinerzeit A. Penck annahm. Es handelt sich hier wie dort um eine glaziale Furchenlandschaft, die sich in gleicher Weise über Fels und Schotter spannt.¹⁾ Auch die Höhe der Kuppen ist dieselbe: Ihre abgeflachten Gipfel liegen meist in 640 *m* und verraten dadurch die Vorzeichnung durch ein älteres fluviales Niveau von rund 650 *m*. Damals bildete der Felsrücken des Kufsteiner Waldes einen Inselberg. Die Moränenbedeckung der Terrasse ist ziemlich gering, nur gegen die Bergflanken hin erreicht sie größere Ausdehnung. Sie überzieht auch die spärlichen Reste höherer Niveaus: Die Schotterterrasse von Berg über Häring (770 *m*), deren Höhe im Rücken des Kufsteiner Waldes wiederkehrt und den kuppigen Felsporn der Wildschwendtalm (rund 900 *m*).

In das Kuppengelände der Terrassenoberfläche sind jüngere Schotter eingegossen, bald in schmalen, gewundenen Rinnen, bald zu breiten Feldern erweitert.

Drei Systeme kann man unterscheiden, von denen das westlichste bereits erwähnt wurde: Die Terrasse von Gasteig in 540 *m*, die sich gegen Kirchbichl (520 *m*) als schmale Rinne fortsetzt. Sie muß unmittelbar vom Eis weg ihren Ursprung genommen haben. Das zweite

¹⁾ Vgl. Bild 8.

beginnt an der schmalen Öffnung von Obergasteig in rund 600 *m*, verbreitert sich zu dem großen Häringers Feld, das vom südlichen Berghang her von rezentem Schwemmschutt überströmt wird. Bei Köttsching liegt die Fläche in 570—60 *m*. In sie ist eine vertorfte Toteismulde eingelassen. Die Fortsetzung ging durch das Engtal des Glauracher Bachs, in dem heute eine tiefere Stufe erodierend zurückgreift, die ihrerseits früher aber nicht bei Glaurach, sondern erst bei Hirnbach in 510 *m* mündete. Aus der Häringers Fläche, die vom Eis selbst ihren Ausgang nahm und offenbar gegen Eis (bei Köttsching) geschüttet wurde, kann das Gefäll der Eisoberfläche zu rund 15 ‰ bestimmt werden.

Der dritte Schotterstrang liegt im Becken von Schwoich. Er wurzelt in drei gewundenen Rinnen, die auf der Terrassenoberfläche selbst ihren Ursprung haben. Sie gleichen darin vollständig den Tälchen von Fiecht auf der Mieminger Terrasse. Wie diese setzen sie zu ihrer Bildung voraus, daß an ihren Wurzeln auf der Terrassenoberfläche noch Eis lag. So namentlich in der großen Mulde von Waldschönau, die heute gegen Häring entwässert. Folgen wir dem Schotterstrang an Schwoich vorbei, so kommen wir bei der Sägemühle und Wöhr wieder in rein glazial gestaltetes Gelände, das nicht verschüttet worden ist. Hier hat also gleichzeitig noch Eis gelegen bis zu rund 550 *m*. Auf gleiche Höhe (540 *m*) gehen die Stauschotter von Egerbach—Feisten beiderseits des Weißbachbachs aus. Es handelt sich um einen Eisstand, dessen Sander wir bei Kufstein antreffen werden. Das Gefäll der Eisoberfläche ergibt sich zu rund 20 ‰.

Nur im Vorbeigehn sei ein Blick in das Weißachtal geworfen. Hier reichen an der Kaiser-Südflanke Inntalschotter bis gegen 900 *m* empor (bei Schießling, bei Obholz-Unt. Schupfen, am Achleitnerberg u. a., vgl. O. Ampferer, 1933). Mächtige Massen von Inntalmoräne überziehen das Gehänge und die Verflachungen, die sich, wenn man von höheren ab sieht, in zwei Niveaus anordnen. In über 900 *m*: das Tal des Hintersteiner Sees (892 *m*), die wellige Terrasse von Bärnstadt (920 *m*), Schießling, Steinackersporn (882 *m*), Kaisern (900 *m*). In über 800 *m*: Leiste von Ober Neuhof — Obholz — Hierzbichl (824 *m*) — Reher, Kronegg. Auf der S-Flanke ist das schotterverkleidete Gelände w. Ellmau zu sehr durch schräg nach O ansteigende glaziale Furchen zerpflegt, als daß man alte Terrassen finden könnte. Bei Söll haben wir in dem welligen Gelände von Schnapfl (Schotter und Fels) in rund 720 *m* ein altes Niveau gegeben, dem auch die Leiste von Ober Haberland in der Weißbachklamm und von Erlberg (712 *m*) am nördlichen Gehänge entspricht.

Eine Auswertung dieser Niveaus für das Inntal ist nicht ohne weiteres möglich. Wichtig ist jedoch auch hier der Nachweis einer Vorwürm-Stufung im Höhenbereich der Terrasse.

Auch zwei Eisstände sind im Gebiet von Söll vermarktet: In rund 680 *m* (Söllfläche) und in rund 670 *m* (Terrasse von Baring). Zu dieser Zeit muß das gesamte Wasser bereits durch die Weißbachklamm abgeflossen sein.

Das Innquertal unter Kufstein.

Literatur:

- A. Penck, Alpen im Eiszeitalter, I., S. 141—46, 315—17.
 J. Müllner, Die Seen des unteren Innaltales, 1905.
 O. Ampferer, 1908/9, S. 59—66.
 F. Levy, Schlierseer Berge, 1922.
 F. Levy — Leyden, Gliederung des alpbayrischen Spätglazials, 1925.
 C. Troll, Inngletscher, 1924, S. 92—97, Taf. IV, u. a.
 H. Wehrli, Monographie, S. 423 f.
 K. Osswald, Wendelsteingebiet, S. 289—298.
 R. v. Klebelsberg, Glazialgeologische Notizen, VI, 1923.
 O. Ampferer, Geologischer Führer für das Kaisergebirge, 1933.

Das Innquertal unter Kufstein gehört zu den schwierigsten Abschnitten unseres Untersuchungsgebiets, denn es ermöglicht, den Tatsachen- und Fragenkomplex der Innalterrasse in direkte Beziehung zu den Erscheinungen des Alpenvorlandes zu setzen. Die bisherige Literatur, von der hier nur die wichtigsten neueren Arbeiten angeführt sind, reicht zur Aufstellung eindeutiger Beziehungen nicht aus. Leider sind auch meine Beobachtungen, die nur im Anhang an die umfangreichen Begehungen im Innlängstal durchgeführt wurden, bisher noch nicht genügend zu einer vollständig neuen und selbständigen Aufrollung der hier gestellten Probleme. Immerhin ist es möglich, zu einer Anzahl von Schlußfolgerungen zu gelangen.

Zunächst erhebt sich die Frage, ob und in welchem Umfang die Terrassensedimente des Innlängstals auch im Quertal vertreten sind. O. Ampferer und nach ihm H. Wehrli haben diese Frage in bejahendem Sinne beantwortet. H. Wehrli stellt die Oberkante der interglazialen Einschotterung zu 800 m am Gebirgsrand fest (S. 480). F. Levy nimmt wohl die Einschotterung bis zum Alpenrand an, hält jedoch u. a. das wichtigste Vorkommen von Schottern im Innquertal (Auerbachthal) für Moränenschutt (S. 114).

Die zweite Frage ist die, ob die bisher verfolgten Vorwürmzerschneidungsniveaus auch im Durchbruch zu verfolgen sind. Hiezu haben schon A. Penck, ferner F. Levy Beiträge geliefert. A. Penck läßt seinen präglazialen Talboden von etwas unter 700 m am Gebirgsrand auf etwas über 700 m bei Kufstein ansteigen (S. 290). F. Levy stellt ein interglaziales Niveau 80 m unter diesem präglazialen fest, das er für älter als die Reißvergletscherung hält. Seine Zerschneidung ist noch vor der Würmvergletscherung erfolgt, deren Hangendmoräne in die engen Schluchten hinabreicht (S. 75).

Daneben haben wir auch hier auf Überreste spätglazialer Eisstände zu achten. Auch nach dieser Richtung ist bereits vorgearbeitet. A. Penck (A. i. E.) und C. Troll (1924) haben die Terrassen des Rosenheimer Stausees bis Kufstein verfolgt. F. Levy hat die spätglaziale Entwicklung des komplizierten Talgeflechts beiderseits des Innaltales aufzuhellen versucht und die Spuren eines „Walchsee-Stadiums“ festgestellt, das aber von O. Ampferer, wenigstens was die „Endmoränen“ von Walchsee—Kössen anlangt, entschieden abgelehnt worden ist (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, S. 147). Auch K. Osswald hat im

Wendelsteingebiet und im Innquertal eine große Anzahl von stadialen End- und Ufermoränen verzeichnet (1928, Karte), von deren wirklicher Existenz ich mich in einer Anzahl von Fällen aber nicht überzeugen konnte.

Die Zeller Terrasse (510 *m*) hat bereits A. Penck beschrieben und als Sander des Bühlstadiums erklärt (A. i. E., S. 319). Sie setzt sich, verschmälert und ansteigend, hart am Bergfuß talauf fort bis zu den Felsrippen von Eilfen (530 *m*). Die Hohlform von Maistall ist wie die übrigen tiefen Gruben auf Toteis zurückzuführen und weist mit ihnen auf ein nahes Gletscherende hin. Es handelt sich um denselben Stand, der die Aufstauungen im Weißachgraben in 540 *m* und die Vorschüttung des Schwoicher Schotterfeldes bewirkte.

Die niedrige Schwemmkegelterrasse von Kufstein taucht bei Oberndorf unter die heutige Talsohle, die von hier ab vom Inn stark aufgeschüttet ist. (Die Zeichnung der Geologischen Spezialkarte ist hier auf beiden Seiten fehlerhaft, was die Umgrenzung der Schwemmkegel anlangt.)

Die Zeller Sanderterrasse setzt sich in Bruchstücken bis hinaus ins Rosenheimer Becken fort (vgl. Tafel IV bei Troll 1924). Es sind flache Schwemmkegel mit Deltaschüttung, zwischen die sich, z. T. übergreifend tonig-sandige Seeablagerungen legen. Die wichtigsten Reste finden sich bei Sparchen, Wagrein-Niederndorf, Mühlbach-Oberaudorf, Erl. Fischbach, Nußdorf, Flintsbach-Degerndorf. Die Kanten senken sich allmählich von 500 auf 476 *m*, in welcher Höhe der Seespiegel lag. Bei Flintsbach liegen Toteisgruben.

Auch einige wenige etwas höhere Terrassenreste sind als Zeugen älterer Gletscherstände vorhanden. Hieher gehören z. B. die 520 *m*-Terrasse der Schöffau (Kieferbach), die Hausbergterrasse (500 *m*) am Niederndorfer Inselberg, die Trockentalstufe nördlich Windhausen u. a. Die eigentümlichen Schutthügel nördlich der Schöffau stellen wohl Ausfüllungen von Eislöchern und Spalten eines höheren Gletscherstandes dar. Ebenso deuten die Fuchsangerstufe im Jennbachgraben (580 *m*) und die Terrasse von Bichl (560 *m*) in der Schöffau, ferner die Doppelterrasse bei Troyer und Krickl (650—60 *m*) über Wachtl auf Eisstände. Dem letzten entspricht auch die Talausfüllung von Mühlau (600 *m*), die F. Levy dem „Walchsee-Stadium“ zuordnet. Am Abfall des Tierberges gegen den Inn läßt sich eine Kante jüngerer Aufschüttungen von 570 *m* über Kiefersfelden auf 600 *m* beim Kirchlein St. Johann verfolgen. In dem ganzen Gebiet sind weniger Eisrandterrassen als lokale Aufstauungen am Eisrand gebildet worden, deren Zusammenstellung ausgedehntere Begehungen erforderte, als ich sie bisher durchführen konnte.

Wir gehen zu den älteren Formen über. A. Penck und nach ihm F. Levy haben in dem wirren Felsbuckelgelände des Tierbergs den Überrest des präglazialen Talbodens (in über 700 *m*) erblickt. In gleicher Höhe öffnet sich der breite Sattel ins Tierseetal und liegen jenseits des Inns die Flachsporne der Duxerköpfeln. Im Tierseetal selbst ist bei der starken Eisüberformung kein sicherer Anhaltspunkt zu gewinnen.

An der Mündung der Walchseetalung haben wir noch einmal zweifelsfreie interglaziale Terrassensedimente zwischen Liegend- und Hangendmoräne (O. Ampferer, 1908/9, S. 59, 1933). An der Terrasse von Buchberg reichen sie bis 720 *m* empor, von Moränen überlagert. Die Hauptoberfläche liegt jedoch in 600—660 *m*. Sie zieht über Schotter und Fels, zeigt die typische wellige Form, z. T. bis zu Drumlinformen gesteigert und von mächtiger Grundmoräne bedeckt. Gegen das Inntal abgeschrägt und leicht gegen O ansteigend, deutet sie auf ein Vorwürmniveau in rund 620 *m* im Inntal. Höhere Niveaus zeigen die Terrasse von Buchberg an, der verschiedene Sporne der N-Flanke entsprechen (700 *m*); ferner die Terrasse von Köllenberg (820 *m*), die aus der altquartären Durchholzener Nagelfluh geschnitten ist und die ebenfalls an der N-Flanke durch breite, wellige Hangstufen bis nach Eiberg hin vertreten ist. Auch die Flachlandschaft des westlichen Miesberges in über 800 *m* gehört hierher. Schließlich ist noch eine breite Fläche in 1180 *m* unter den Felswänden der Elferspitze zu erwähnen.

Der Niederndorferberg zählt zu den glazial am stärksten mitgenommenen Gebieten im ganzen Bereich des Inntals. Er gleicht den glazialen Prallhängen östlich Brixlegg. Trotzdem sind an ihm noch deutliche Abstüppungen wahrzunehmen. Seine kuppige Hochfläche hält sich in rund 1000 *m*. W darunter liegt eine Vorstufe in 900 *m*, eine tiefere (Eiberg) in rund 750 *m*. Sie steht mit dem 800 *m*-Niveau der Walchseetalung in Verbindung. Eine tiefste Stufe haben wir in über 600 *m*, zu der auch der Niederndorfer Inselberg gehört.

Eine ausgezeichnete Bestätigung erfahren diese Werte im Gebiet der Trockenbachmündung bei Erl (Fig. 6). Dieses trogförmige Hochtal geht auf eine breite, schotterbestreute Felsfläche in 770 *m* aus. Darunter haben wir beiderseits der Bachschlucht ein sehr stark glazial überarbeitetes Flachgelände, das in rund 630 *m* ausgeht (Kleinberg). Darunter erst liegt die Stufe von Schuster (580—600 *m*). Auch das 900 *m*-Niveau ist ausgezeichnet vertreten beiderseits der Hochmündung des Trockentals, in der alten Talrinne n. des Kienbergs u. a.

Eine weitere Sicherung dieser Niveaus ist aus dem Auerbachtal möglich (vgl. Fig. 6; hiezu auch Levy S. 39—43). Der Oberlauf dieses Tals über der Arzmoosalm ist durch den Mühlbach geköpft worden. Sein Niveau setzt sich in verschiedenen deutlichen Leisten talaus fort: Mühlbergalm 1000 *m*, Zeibacheralm 980 *m* und geht über in die Kuppenlandschaft von Regau (950 *m*). Das zugehörige Inniveau ist in rund 900 *m* zu suchen. K. Osswald stellt es noch ins Jungpliozän (S. 287). Tiefere Leisten setzen den Talboden der Unteren Arzmoosalm fort: Untere Mühlbergalm 960 *m*, Schoißer 950 *m*, Zeibach 900 *m*, Ried 874 *m* und geht mit der eisgerundeten Terrasse von Hocheck in rund 800 *m* aus. Es handelt sich hier um das Trockentalniveau, für das eine Innsohle von rund 760 *m* anzunehmen ist. Unter dieser Reihe von Leisten gibt es noch eine tiefere, die den Talboden über Tatzelwurm fortsetzt: Absteigend auf 760 *m*, Buchau 700 *m*, Wall 690 *m*, Zimmerau 680 *m*, Hödel 670 *m*. Bei Wall und Zimmerau zieht dieses Niveau, das im Inntal auf 640—620 *m* zu liegen kommt, über größere Schottermassen hinweg, die O. Ampferer wohl mit Recht auf Grund von Moränenbedeckung als interglaziale Terrassen-

schotter ansieht (dagegen Levy, S. 42 u. 110). Eine tiefste moränenbedeckte Felsstufe, der sich beim Trißl noch Lokalschotter vorbauen, liegt in 560—80 *m*, was der Stufe des Schusterhofs entspricht.

Auch die Talhänge außerhalb der Seitentalmündungen liefern Ecken und Leisten in der Höhe unserer Niveaus. So namentlich die beiden Kanten des Wildbarren in 1040, 800—780, 660 und 940 *m*. Ein größeres Reliefstück des 1000 *m*-Niveaus liegt am Rehleitenkopf nahe dem Inn-talausgang (namentlich die breite Fläche Asten—Auf dem Thurm) sowie östlich vom Heuberg im Gebiet der Euzenauer Alm. Doch möchte ich hier nicht alle einzelnen Vorkommnisse zusammenstellen.

Im Gebiet von Brannenburg ist das 600 *m*-Niveau in breiter, moränenbedeckter Felsterrasse erhalten. Sie spannt sich auch über die „lokale Brecciennagelfluh“ A. Pencks (Alpen im Eiszeitalter, I. S. 148), die O. Ampferer ebenfalls zu den interglazialen Terrassensedimenten stellte und mit gleichaltrigen, talein geschütteten Innschottern bis gegen 700 *m* Höhe verfolgte (1908/9, S. 64). K. Osswald faßte sie als Reißmoräne auf (S. 290). Ich möchte mir wegen des kurzen Besuches kein eigenes Urteil erlauben. Ein 700 *m*-Niveau ist in schönen Leisten beiderseits des Förchenbachs erhalten sowie am Schweinsteig nw. von Brannenburg. Das Gebiet des Oberen Kirchbachs gehört zu einem Niveau in etwas unter 900 *m*.

Wir fassen kurz zusammen: Die Terrassensedimente sind im Inn-durchbruch bis zur Mündung des Auerbachs festzustellen. Weiter hinaus nicht mehr mit Sicherheit und jedenfalls nicht mehr in größerer Masse. Ihre Oberkante liegt im Walchseegebiet bei 700 *m*, am Auerbach bei 690 *m*; am Förchenbach, wenn wir Ampferer folgen wollen, ebenso hoch.

Die verschiedenen Terrassenniveaus sind — besonders reich auch von höheren begleitet — auch im Inn-durchbruch bis an den Gebirgsrand festzustellen. Sie sinken nur wenig ab. Das 640 *m*-Niveau zieht am Auerbach auch über Terrassenschotter. Da es zugleich moränenbedeckt ist, ist sein Vorwürm-Alter in unserem Sinn damit auch hier nachgewiesen. K. Osswald nimmt für die Niveaus bis einschließlich zum 900 *m*-Niveau herab noch pliozänes Alter in Anspruch, ohne freilich Beweise dafür zu bringen (S. 286—7), die hier — wenigstens vorläufig — exakt auch gar nicht zu liefern sind.

Ergebnisse I: Die Vorwürmniveaus und die jungdiluvialen tektonischen Bewegungen im Inntalgebiet.

Fig. 7 gibt eine Zusammenstellung sämtlicher vorwürmzeitlichen sowie einiger älteren Terrassenstücke. Das Vorwürmalter im engeren Sinn muß dann als bewiesen gelten, wenn die Ebenheiten einerseits Moränenbedeckung oder glaziale Überformung aufweisen, andererseits neben Fels auch reiß-würm-interglaziale Terrassensedimente schneiden. Wir sehen, daß im Inntal nicht nur ein einziges Terrassenniveau schlechthin vorhanden ist, das mit dem präglazialen Talboden zusammenfällt, sondern eine Vielheit von Längsstufen, von denen erst eine, dann eine andere die Führung als „Hauptterrassenfläche“ übernimmt. Ohne merk-

bare Abgrenzung setzt sich die Terrassierung über den Raum der interglazialen Zuschotterung hinaus nach oben fort in den Bereich älterer Talbodenreste.

Es erhebt sich zunächst die Frage, wie die einzelnen Talbodenreste miteinander zu verbinden sind. Wir sind in der glücklichen Lage, in den besonders deutlichen und weithin zusammenhängenden Hauptterrassenflächen sichere Anhaltspunkte zu besitzen. Im mittleren Inntal ist auf mehr als 40 km hin in unmittelbar aufeinanderfolgenden Stücken das Niveau um 850 m erhalten, das ich Gnadenwaldterrasse oder -flur nennen möchte. An der Zusammengehörigkeit aller dieser Teilstücke kann kein Zweifel bestehen, ebensowenig daran, daß wir es hier mit einer alten fluvialen Fläche zu tun haben, die durch das Höheraufsteigen der interglazialen Sedimente als Erosionsoberfläche gekennzeichnet ist. Einzig über die ursprüngliche Höhe dieses alten Talbodens, der sich heute als sehr flach gespannter, gewellter Trogboden darstellt, könnten Meinungsverschiedenheiten bestehen. Es ist jedoch unwesentlich, ob man ihn ein paar Zehner von Metern höher oder tiefer ansetzt, da unsere Schlußfolgerungen davon nicht berührt werden.

Von Schwaz an verliert diese Oberfläche ihre beherrschende Stellung. Nach 16 km mehr oder weniger isolierter Bruchstücke beginnt mit dem Angerberg ein zweites Leitniveau in viel tieferer Lage (660—640 m), das — zwar stellenweise sehr stark glazial überformt — doch für weitere 20 km ein festes Bezugsniveau bildet.

Es läge nahe, die beiden Hauptflächen miteinander zu verbinden. Dies müßte aber mit Hilfe eines starken Gefällsbruchs geschehen, für den sonst keine Anhaltspunkte vorhanden sind. Dagegen spricht sowohl der ungestörte Verlauf der Schotteroberkante (vgl. unten), als auch mancher begleitenden Niveaus, von denen das um 900 m gerade hier recht gut vertreten ist.

Dagegen spricht aber auch der Umstand, daß in den Seitentälern dieselben beiden Hauptniveaus klar hervortreten. Im Silltal gehört der Talboden von Matrei einwärts dem Gnadenwaldsystem an, während das Angerbergniveau in den Felsterrassen der äußeren Siltschlucht eine Rolle spielt. Im Wattental entsprechen beiden Talböden große Ausflachungen des Längsgefälls, weniger deutlich auch im Weertal. Im äußeren Zillertal ist das untere, im inneren das obere Niveau besser erhalten (J bzw. H nach Bobek, 1933, S. 74, Profil. X). Im Alpbachtal hat das Gnadenwaldniveau seine beherrschende Stellung wahren können. Im Brixental ist dagegen der tiefere Angerbergboden vollständig als Hauptfläche durchgedrungen. In den nördlichen Seitentälern des Unterinntales hat Levy die Doppelung der Talbodensysteme nachgewiesen.

Wir haben es also tatsächlich mit zwei verschiedenen Hauptterrassenfluren zu tun, die sich talauf und talab unter Wahrung ihres Gefälles fortsetzen.

Die Einordnung der untergeordneten Begleitstufen ergibt sich dann von selbst.

Wir konnten die Vorwürmniveaus auch durch das Innquertal verfolgen. Dies ist nur natürlich, da auch die Terrassensedimente hindurchziehen und dieser Talweg durch das Delta von Brännenburg auch für älter-quartäre Zeit als offen nachgewiesen ist.

Das Angerbergniveau streicht in etwas über und unter 600 *m* durch den Inndurchbruch und fällt etwa mit dem von F. Levy als interglazial bezeichneten alten Talboden zusammen.

Setzt man den Gnadenwaldtalboden, dessen Reste unter Wörgl immer spärlicher werden, im gleichen Abstand vom Angerbergniveau fort, so kommen wir zu jenem System, das in den Kuppen der Eibergstufe, einem markanten Talabschnitt des Auerbachtals und im Hochtal des Trockenbaches enthalten ist. Ihm entspricht das 700 *m*-Niveau des Förchenbachgebiets und es fällt so zusammen mit jenem alten Talbodensystem, das A. Penck als präglazial angesehen hat.

Die beiden Hauptniveaus der Vorwürmzerschneidung verlaufen also gleichsinnig und fast parallel zur heutigen Inntalsole. Ihr Gefälle ist ein wenig geringer; so senkt sich der Gnadenwaldtalboden von Mötztal bis zur Brixentalmündung (92 *km*) um 100 *m*, die Inntalsole um 140 *m*. Die Angerbergterrasse von Dirschenbach bis zur Brixentalmündung (73 *km*) um 70 *m*, die Inntalsole um 100 *m*. Im Inndurchbruch ist das Gefälle ein wenig verstärkt. Talauf konvergieren die alten Talböden mit der rezenten Innsohle, wie es für normale Zerschneidungsstufen kennzeichnend ist. Vom Längstal aus greifen sie auch ungestört in die Seitentäler ein.

Daraus ergibt sich, daß wir als Ursache für die Zerschneidung der interglazialen Terrassensedimente eine regionale Hebung des ganzen betrachteten Gebiets annehmen müssen.

Weitere Erkenntnisse gewinnen wir aus dem Vergleich der Vorwürmtalböden mit der Oberkante der interglazialen Talverschotterung.

Diese ist nirgends in größerer Ausdehnung erhalten geblieben. Wir sind gezwungen, aus isolierten Erosionsresten auf die ursprüngliche Oberfläche zu schließen. H. Wehrli hat diese Reste zusammenfassend verfolgt und die darauf basierte Oberkante im Längsprofil dargestellt. Danach lag sie in rund 1000 *m* Höhe von Imst bis nahe an Kufstein und fiel bis zum Alpenrand auf etwa 800 *m* ab. H. Wehrli ist bei diesen Feststellungen mit einer gewissen Weitherzigkeit vorgegangen und hat z. T. reichlich nach oben ergänzt. Außerdem hat er wie auch andere Forscher zu wenig die Tatsache der Aufhöhung der interglazialen Schotter durch früh- und vor allem durch spätglaziale Ablagerungen in Betracht gezogen.

Auf Grund einer neuerlichen Überprüfung möchte ich die Oberkante, namentlich im Unterinntal, etwas tiefer annehmen. Ab Wörgl sinkt sie im Haupttal bedeutend unter 900 *m*. An der Kaiser-Südflanke haben wir moränenbedeckte Innschotter noch bis 900 *m*, im hintern Tierseetal bis 850 *m*, in der Walchseetalung erreichen sie nur mehr 720 *m*, im Auerbachtal 690 *m*. Doch müssen sie auch im Innquertal mindestens bis zur Höhe des Gnadenwaldniveaus emporgereicht haben (700 *m* am Gebirgsrand).

Mag auch die genaue Höhe der Schotteroberkante im einzelnen nicht mit absoluter Sicherheit ermittelbar sein, ihr Verlauf im großen zeigt doch auffallende Parallelität mit den Vorwürmniveaus des Innlängstals, während sie im Quertal sich ganz offenbar steiler absenkte

(vgl. Fig. 8). Ebenso zieht die Einschotterungskante konform mit den Vorwürmtalböden oder -terrassen in die Nebentäler hinein.

Wir gewinnen daraus die wichtige Erkenntnis, daß schon seit Abschluß der großen riß-würm-interglazialen Talverschüttung das ganze Gebiet nur mehr von gleichsinnigen, blockförmigen tektonischen Bewegungen, epirogenetischen Charakters also, betroffen wurde. Es erfolgte zunächst eine Aufwölbung des Alpenkörpers um 100 bis 150 m, wodurch die Zerschneidung der Talverschüttung eingeleitet wurde (Ausbildung des Gnadenwaldtalbodens).

Der Restbetrag der zwischen 300 und 400 m betragenden gesamten Zerschneidungstiefe entfällt auf eine relative Senkung der Erosionsbasis, die außerhalb des engeren Vorlandgürtels stattfand. Ein Schnitt durch die Deckenschottersohle von Ebersberg (540 m) nach Mühlau an der Leizach (700 m) illustriert diese Emporschleppung des Vorlandstreifens. Die interglazialen Liegendeschotter von Rosenheim und Gars (A. Penck 1922, S. 221) sind demnach als Umlagerungsprodukte der Innterrassenschotter bei der Vorwürmzerschneidung zu deuten.

Es ergibt sich ferner, daß die jungen differenzial-tektonischen Bewegungen des Inntalgebiets spätestens mit Abschluß der großen Talverschüttung zum Erlöschen gekommen sind und daher für die Gestaltung des Inntals knapp vor, während und nach der letzten Vergletscherung auscheiden.

Darunter zählt vor allem die lokale Einsenkung des mittleren Inntals bei Innsbruck, die durch Bohrungen nachgewiesen ist (Ampferer, 1921). Daß die differenzielle Einmuldung des Inntals gegenüber Kalk- und Zentralalpen, die sich aus dem Absinken der alten Talböden des Zillertals ergab, vorher erlosch, zeigen dort auch unmittelbar die jüngsten Terrassen (H, J, K), die unverbogen auf die Vorwürmniveaus im Inntal ausgehen (Bobek, 1933).

Aber auch die Aufwölbung des von A. Penck angenommenen großen interglazialen Seespiegels im mittleren Inntal muß, wenn die Annahme zutreffen sollte, ebenfalls noch vor dem Abschluß der Talzuschotterung zu Ende gekommen sein. Die so häufig zwischen den lakustren und fluviatilen Ablagerungen sichtbare Erosionsdiskordanz legt die Annahme nahe, daß sie auch vor die Zuschotterung selbst zu verlegen ist. Doch scheinen mir die zahlreichen Seeablagerungen im Sedimentkörper der Terrasse auch außerhalb der von A. Penck gezogenen Grenzen des „großen Sees“ und in verschiedenen Niveaus (so z. B. im Silltal in 600—670 und 860—1000 m, Heissel 1932) eher gegen einen einzigen, großen und entsprechend deformierten See zu sprechen.¹⁾ Ich möchte lieber mit Ampferer u. a. eine Anzahl verschiedener Seespiegel annehmen, deren z. T. beträchtliche Tiefe mir allerdings doch für lokale Einbiegungen, die hier und dort auftraten, zu sprechen scheinen. Die verschiedenen Erosionsdiskordanzen im Körper der Terrasse könnten auf ebensolche lokale Hebungen zurückgehen.

¹⁾ Vgl. dazu auch die neuen Beobachtungen und die entsprechenden Schlußfolgerungen Machatscheks (1934, S. 241). Deltaschüttung im Bereich der interglazialen Sedimente ist z. B. auch östlich der Lanser Köpfe in 850 m Höhe erschlossen.

Doch kann die Gesamterscheinung der Zuschotterung, die schließlich alles gleichmäßig zudeckte und als regionale Erscheinung in alle Seitentäler eingriff, nur als Ausfluß einer regional einheitlichen Tektonik verstanden werden.

Es waren also Vorgänge von verschiedenem tektonischen Typus zeitweise gleichzeitig wirksam, bis die blockförmigen epirogenetischen Bewegungen schließlich allein herrschend wurden.

Offen bleibt weiterhin die Frage nach dem präglazialen Talboden im Inntal. Die Voraussetzungen, von denen A. Penck seinerzeit ausging, sind durch die seitherigen Ergebnisse der Alpenmorphologie völlig erschüttert worden. Wir können heute weder mit einem ausgeglichenen präglazialen Talbodensystem rechnen, noch angesichts der sehr lebhaften und überdies wahrscheinlich mehrsinnigen pliozän-quartären Tektonik des Gebirges auf die einfache Höhenkorrelation zwischen Oberflächen des Vorlandes (z. B. Deckenschottersohle) und zugehörigen Erosionsterrassen des Gebirges bauen.

Wenn F. Machatschek im Oberinntal eine Terrassenflur in 1200 bis 1300 *m* Höhe als Rest des präglazialen Talbodens bezeichnet (1934, S. 238), so ermangelt diese Behauptung jedes Beweises.

Ebenso willkürlich ist auch die Datierung der zwei tieferen Felsterrassensysteme (in 1000 bis 1100 *m* und 800 bis 900 *m*) als Trogsohlen der Günz- und Mindelzeit.

Die Terrassenflur in 800 bis 900 *m* geht von Mötz abwärts in das vorwürmzeitliche Gnadenwaldniveau über. Da sie aber auch im höheren Oberinntal gut vertreten ist, wo Machatschek das Vorhandensein von Sedimenten der R-W-interglazialen Talverschüttung wieder fraglich gemacht hat (1933), so erhebt sich die Frage, ob auch im Bereich der Vorwürmzerschneidung noch Reste älterer Talbodensysteme erhalten sind. Auch darüber schließen ja unmittelbar ältere Terrassenfluren an. Auf unserem Längsprofil (Fig. 7) sind zwei solche, im Oberinntal auch noch ein drittes, noch höheres deutlich zu erkennen. Sie liegen in 1350 bis 1300, 1250 bis 1200 und 1060 bis 1000 *m* und sinken talaus unter geringen Schwankungen leicht ab. Die beiden durchlaufenden entsprechen Machatscheks „präglazialen Talboden“ und seiner „Günztrogsohle“, bzw. den Niveaus *E* und *F* im Zillertal (Bobek, 1933).

An sich ist das Vorhandensein älterer Talbodenreste im Bereich der Vorwürmzerschneidung durchaus denkbar. Schon zu Beginn des M-R-Interglazials war das Inntal zumindest so tief eingeschnitten wie heute. Das beweisen die älterinterglazialen Ablagerungen. Aber diese alte Talfurche mit ihren Terrassenabstufungen mußte eine zweimalige Verschüttung und Wiederausräumung mit entsprechender Bearbeitung durch Wasser und Eis über sich ergehen lassen, die zu einer weitgehenden Verwischung des ursprünglichen Querschnitts führen mußte oder doch konnte. Die vorhandenen, sichtbaren Felsterrassen fügen sich außerdem so gut dem jüngeren Zuschnitt der R-W-interglazialen Sedimentterrassen an und ein, daß auch für sie die gleichzeitige jüngere, d. h. vorwürmzeitliche Entstehung wahrscheinlicher ist als die Wiederaufdeckung zufällig gleich hoher Felsstufen, wenngleich letztere in Ausnahmefällen, etwa wo leichte Niveaudifferenzen vorkommen, unterlaufen mag.

Der präglaziale Talboden kann also sehr wohl im Höhenbereich der Vorwürmzerschneidung gelegen haben, doch ist er in diesem Fall weitgehend verwischt, überprägt und jedenfalls vorläufig nicht erkennbar.

Wenn jedoch Machatschek den präglazialen Talboden relativ hoch annimmt (im Niveau *E* nach meiner Gliederung im Zillertal (1933), in 1300 bis 1200 *m*), so entspricht dies der Erkenntnis, daß das Gebirge noch im Jungpliozän energisch emporstieg und diese Bewegung auch im Altquartär fortgesetzt haben dürfte. Ein solcher Ansatz zu *E* oder *F* entspricht auch gewissen morphologischen Erwägungen, die zur Erklärung der gedrängten Ineinanderschachtelung der jüngeren Talniveaus (von *E* ab) in manchen Seitengraben der Talwurzeln zwischen-geschaltete Eisarbeit heranziehen möchten (Bobek, 1933, S. 105, 115). Freilich wird dann die für das gesamte Pliozän zur Verfügung stehende Spanne der Höher-schaltung mit rund 400 *m* geringer, als es der Bedeutung dieser Periode für die Gebirgswerdung der Alpen entspricht. Man wird zur Annahme gedrängt, daß im Haupttal doch schon tiefere Zerschneidungsphasen eingedrungen waren. Möglicherweise entspricht dem Präglazial überhaupt kein besonders ausgeprägtes Talbodensystem, da ein entsprechend langer Stillstand in der Gebirgshebung vielleicht gar nicht eingetreten war.

Ergebnisse II: Die spätglaziale Formung der Terrasse und die Auflösung der Würmvergletscherung.

Die Zusammenstellung der Eisrandformen im Längsschnitt (vgl. Fig. 7) zeigt, daß ihre Zahl weit über das hinausgeht, was bisher aus der Literatur bekannt war. Stellen der Häufung lassen sich neben größeren Lücken erkennen. Die ersteren knüpfen sich an die Mündungen von Seitentälern, wo die seitlichen Schmelzwasserströme als formendes Element jeweils eine kräftige Verstärkung erfuhren. Hier wurden die Formen später auch durch die jüngeren Schwemmkegel geschützt, während sie in den dazwischen liegenden Stücken vielfach von der Seiten-erosion des Inns beseitigt wurden. Manche Lücken wären auch noch durch Verdichtung der Untersuchungen auszufüllen. Ein Hauptgrund für diese Verteilung ist aber wohl auch, daß die Schmelzwasserstränge nach einer gewissen Strecke seitlichen Fließens durch Eisspalten den Weg in die Tiefe fanden und so als Randgestalter ausschieden.

Wir können folgende Haupttypen von spätglazialen Formen unterscheiden; Eisrandterrassen, die in ihrem ganzen Verlauf an das Eis gelehnt waren; es handelt sich dabei sowohl um Erosionsformen mit oder ohne Schotterstreu, die z. T. aus verwaschener Grundmoräne besteht, als auch um Aufschüttungsformen, die aber selten Mächtigkeiten von mehr als 20—30 *m* erreichen (soweit man dies bei der Gleichartigkeit des Materials beurteilen kann). Erosions- und Aufschüttungscharakter kann beim gleichen Gebilde mehrfach wechseln. Die großen Randterrassen sind oft gegen das Eis geschüttete Schwemmkegel von Seitentälern. Vielfach kommt neben normaler auch Deltaschüttung vor, was die Auffüllung lokaler Eisrandseen anzeigt. Die Größe der Formen schwankt

zwischen mehreren Kilometern Längs- und mehreren 100 m Breitenausdehnung bis zu ganz kleinen Stufenabsätzen an Spornen oder in Hangbuchten. Nicht selten haben wir Schutteinfüllungen in Mulden des glazial geformten Untergrundes, deren Öffnung durch den Talgletscher versperrt war (z. B. im südwestlichen Mittelgebirge bei Rinn).

Der ursprüngliche Eiskontakthang der Eisrandterrassen ist häufig durch spätere Unterschneidung beseitigt worden. Wo er noch vorhanden ist, zeigt er die schon mehrfach beschriebenen charakteristischen Formen der Einschüttungslandschaft in einer schmalen Zone von Kesseln und Halbkesseln, sichelartigen Vorsprüngen und isolierten Rücken bei gestörter Lagerung des Materials. Besonders schön entwickelt sind solche Einschüttungsränder im Gebiet von Grinzens—Omes und von Vill—Igls. Daneben kommen häufig auch Toteislöcher vereinzelt oder in Gruppen vor. Aus ihnen kann der spätglaziale Charakter der Aufschüttung mit Sicherheit abgeleitet werden.

Toteislöcher kennzeichnen auch eine zweite Gruppe von spätglazialen Bildungen, die nicht gegen das Eis, sondern vom Eisrand weg geschüttet wurden: Sanderflächen. Solche sind namentlich im Unterinntal in größeren Resten erhalten geblieben, da sie dort z. T. auch die niedrige Terrassenstufe überschütteten oder deren Furchen ausfüllten, wo sie vor der späteren Seitenerosion des Inns geschützt waren. Hierher gehören z. B. die große Rinne des Oberangerbergs, die Schotterstränge der Häringer Terrasse, die Zeller Terrasse. Echte Sanderreste finden sich auch weiter talauf in schmalen Stücken am Fuß der Terrasse, meist verknüpft mit seitlichen Schotterzuflüssen. So bei Ampaß—Agenbach. Genetisch sind die Eisrandterrassen nicht immer streng von den Sandern zu scheiden. Denn in manchen Fällen ist die Schüttung auch hier vom Eisrand ausgegangen (z. B. am N-Rand des Viller Moors).

Unter den Sandern tragen einige den Charakter selbständiger kleiner Talzüge, die z. T. tief in den Terrassenkörper eingeschnitten sind. Solche Rinnensysteme verknüpfen sich auch mit Eisrandterrassen. Sie gewinnen besondere Bedeutung für die Bestimmung des Gefälls der spätglazialen Eisoberfläche, wenn sie zu ihrer Funktion Eis am oberen wie am unteren Ende voraussetzen, wie z. B. das Omes- und Natterer Tal. Im folgenden gebe ich eine Zusammenstellung aller derjenigen Stellen, an denen die Neigung der Eisoberfläche bestimmt werden konnte:

Im Inntal:	Puleit—Hinterberggrinne	15 ‰
	Omesal	15—20 ‰
	Natterertal (Edenhaus)	18 ‰
	Igler Terrassen	12—15 ‰
	Zillermündung—Hygna rund	15 ‰
	Häringer Schotterfläche	15 ‰
	Schwoicher Schotterfläche . . .	20 ‰
Im Silltal:	St. Ursula—Tienzens	20 ‰
	St. Peter—Taxburg	20 ‰
Im Brixental:	Westendorfer Terrasse	10 ‰
	Wifflberg—Itter	15 ‰

Das Gefälle hält sich im Inntal um 15 ‰, erreicht nur maximal 20 ‰, einen Wert, der für das Silltal Gültigkeit zu haben scheint, während das Brixental noch geringere Werte als das Inntal aufweist.

Unter Berücksichtigung dieser Gefällsverhältnisse wird eine näherungsweise Zusammenordnung der verschiedenen Eisstandsmarken auf größere Erstreckung möglich (vgl. Fig. 7). Der Längsschnitt zeigt die knappe Aufeinanderfolge zahlreicher Eisstände: Kleinstufig gedrängte Eisrandtreppen im Gebiet der Sellrain-, Sill- und Weertalmündung und dicht hintereinander folgende Sandergebilde im Unterinntal zwischen Kufstein und der Zillermündung. Es bestätigt sich also das bereits von A. Penck aus denselben Formen abgeleitete „quantenweise“ Schwinden der Vergletscherung im mittleren Inntal (1920, S. 104).

Die große Zahl und gedrängte Aufeinanderfolge der Eisstände schließt es aus, in ihnen die Produkte ebenso vieler klimatischer Veränderungen im Sinne von Rückzugsstadien zu erblicken, so wenig, wie man den einen oder anderen von ihnen herausgreifen und zum Vertreter eines solchen Rückzugsstadiums erklären kann. Es gibt im ganzen Inntal vom Gebirgsrand bis Mötz keinerlei Endmoränen, obwohl ihre Erhaltung auf den nicht mehr überspülten Terrassenresten durchaus gewährleistet wäre.

Die Bühlendmoränen im Gebiet von Unterangerberg—Kirchbichl hat O. Ampferer vor vielen Jahren als Täuschung erwiesen und A. Penck hat ihm zugestimmt. Die Einwände F. Levy—Leydens (1925, T. 344) gegen die Aufgabe dieses Stadiums sind unzureichend. Denn die beiden Abflußrinnen von Kirchberg und Itter—Söll waren nur kurze Zeit in Funktion und reihen sich ohne weiteres ein in das System einer ruckweise einsinkenden Gletscheroberfläche. Dasselbe gilt von dem „Stadium von Oberaudorf“ (Levy—Leyden, 1922, S. 51, 113, 1925, S. 343). Denn die Schotterfüllung des Beckens von Mühlau (600 m) entspricht ebenfalls nur einem Eisstand neben vielen anderen. Das Walchseestadium, zu dem die Stefanskirchener Endmoränen Trolls gehören sollten (Leyden 1925, S. 343), ist inzwischen von O. Ampferer als nicht bestehend erwiesen worden. K. Oswald hat neben einigen höheren Einbauten von Inntal-Ufer- oder Stirnmoänen in Seitentälern auch einige Moänenwälle im Talgrund festgestellt (1928, Karte): z. B. beim Kalkwerk Fischbach, bei Flintsbach, südlich von Nußdorf. Ich habe mich an keiner dieser Stellen von der Existenz wirklicher Moänenwälle überzeugen können.

Die abschmelzende Gletscherzunge muß — zumindest randlich — stark von Schutt bedeckt gewesen sein. Dies geht schon aus den erhaltenen Einschüttungsrändern hervor, namentlich aber aus allen jenen Stellen, wo von der Eisoberfläche weg Material geschüttet worden ist. Wir kommen damit zu einer Vorstellung von dem spätglazialen Inngletscher, die dem Bild sehr ähnelt, das gewisse turkestanische Gletscherzungen bieten,¹⁾ oder randliche Teile des Malaspinagletschers und anderer benachbarter Gletscher,²⁾ oder endlich den Vorstellungen,

¹⁾ R. v. Klebelsberg, Beiträge zur Geologie Westturkestans, 1922, S. 431.

²⁾ J. C. Russel, Glaciers of Northamerica, London 1897, S. 109 ff; R. S. Tarr, Some phenomena of the glacier margins in the Yakutat Bay region, Alaska, Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1908/9, S. 81 ff.

die R. Foster Flint für die schwindenden spätglazialen Talgletscher der Neuenglandstaaten gewonnen hat.¹⁾ In allen diesen Fällen kamen die Forscher zu dem Schluß, daß es sich dahei um abgestorbene Teile der betreffenden Gletscher handelt oder gehandelt hat.

Daß dies auch in unserem Fall zutrifft, dafür haben wir noch weitere Anhaltspunkte und sogar Beweise. Auf weite Erstreckung lösten sich die Gletscher der Nebentäler von der Zunge des Hauptgletschers, als diese noch weit hinaus die tiefste Talfurche erfüllte. Und während für die Nebengletscher ein markanter Halt in der Nähe der Seitentalmündungen nachweisbar ist, ließ sich ein entsprechendes Stadium des Innigletschers im ganzen Untersuchungsbereich nicht auffinden. Sein Körper schmolz weiterhin ab, während die Seitengletscher in ihren stadialen Stellungen verharrten. Dasselbe Verhalten galt für die großen Nebengletscher. An der Nafismündung zeigt die Abflußrinne von Fanggenal, die nur solange in Betrieb sein konnte, als der Nafisgletscher an der Mündung des Tals lag, in mehreren Stufen das gleichzeitige ruckweise Einsinken des Sillgletschers. Es ist dasselbe Bild, das wir im Haupttal, auf der Mieminger- und auf der südlichen Terrasse bei Innsbruck mehrfach wiederfinden. Dieses widerspruchsvolle Verhalten von Haupt- und Nebengletschern war nur möglich, wenn es sich bei den Haupt-„Gletschern“ um nicht mehr ernährte Teile des alten großen Eisstromnetzes gehandelt hat, die auch während des stadialen Stilliegens der Schneegrenze weiter abschmelzen konnten.

Die einzelnen Rucke, in denen sich das Abschmelzen vollzog, sind vielleicht durch folgenden, rhythmisch wiederholten Ablauf der Vorgänge zu erklären: 1. Zunehmende Überschüttung der Eisoberfläche verursacht Abnahme der oberflächlichen Abschmelzung — es bilden sich in diesem Niveau Eisrandterrassen. 2. Die langsam wirkende Abschmelzung und Unterspülung an der Sohle der Eismasse führt zu einer Unterhöhlung und schließlich zu Zusammenbrüchen. 3. Die dadurch bedingte Zerklüftung des Eiskörpers führt zur Unterbrechung der oberflächlichen Entwässerung, zur Entschuttung der Oberfläche und damit zur vollen oberflächlichen Abschmelzung und raschen Tieferlegung der Eisoberfläche. 4. Allmählich tritt jedoch wieder Verstopfung der Eispalten ein und die Überschüttung gewinnt wieder die Oberhand, womit der ganze Vorgang in tieferem Niveau erneut eingeleitet wird.

Übereinstimmend mit dem Eisstrom des Haupttals sanken auch die Eisströme der Nebentäler in sich zusammen. Für jeden Seitengletscher kam der Zeitpunkt der Abgliederung vom Hauptstrom, sobald die ständig abnehmende Zufuhr den ständig sich vergrößernden Abstand von der einsinkenden Oberfläche des Hauptstroms nicht mehr wettmachen konnte. Bis dahin hatte trotz Verminderung der Zufuhr ein mechanisches Vorstoßen der Seitengletscher eintreten können.

Aus diesem Auflösungsprozeß hebt sich der erwähnte längere, offenbar klimatisch bedingte Gletscherstand hervor, der vor allem im mittleren Inntal gut vertreten ist. Er wurde im Gebiet der Mieminger Terrasse von O. Ampferer, südlich von Innsbruck von J. Ladurner und

¹⁾ Vgl. Anm. 1 auf S. 139.

W. Heissel festgestellt, soweit er nicht schon früher bekannt war. Von den beiden letzteren wurde er dem von R. v. Klebelsberg in den Dolomiten gefundenen „Schlernstadium“ zugeordnet.

Charakteristisch für dieses Stadium ist, daß die Seitengletscher gerade noch bis an die Mündung ins Haupttal herabreichten und gewaltige Schuttkegel in dieses oder auf die Terrasse vorwarfen: Sturl-, Stettl- und Gießenbachgletscher auf der Mieminger Terrasse, Inzinger-, Tiefental-, Axamer-, Senderstalgletscher, ferner Stubai-, Viggar-, Arzthal- und Nafisgletscher, endlich noch der Voldertalgletscher. Diesen Stadien entspricht ein Stand der Schneegrenze rund 900 m unter dem heutigen, der südlich des Inntals in rund 2700—2800 m, nördlich davon rund 200 m tiefer zu suchen ist. Damit tritt dieses Stadium im ganzen und großen an die Stelle des alten Bühlstadiums.

Für dieses nahm man früher eine sehr mächtige Erfüllung des Innlängstals mit Eis an. Es sollte bei Kundl über 900 m, bei Jenbach weit über 1000 m¹⁾ bei Seefeld 1700—1800 m²⁾ erreicht haben. Doch ist die Grundlage für diese Annahmen, die Endmoränenlandschaft von Kirchbichl, von O. Ampferer bereits vor nunmehr 25 Jahren zerstört worden und auch in dieser Untersuchung hat sich erneut der Mangel jedes stadialen Halts des Inn-gletschers zwischen Alpenrand und mindestens Mötztal im Oberinntal ergeben. Darüber hinaus ergab sich ein neues Bild von dem Rückgang der Vergletscherung nach den würmzeitlichen Hochständen. Wir haben nicht schrittweisen Rückzug einer um jeden Zoll Bodens kämpfenden Gletscherzunge, sondern einen gewaltigen Zusammenbruch der Eisfront anzunehmen, die zur Preisgabe und teilweisen Abgliederung großer Toteismassen führte. Während diese abschmolzen, wurden dahinter bereits die Wälle einer neuen, stadialen Eisfront aufgeschüttet.

Wahrscheinlich haben wir den schlernstadialen Halt des Inn-gletschers in den von Machatschek gefundenen stirnnahen Ufermoränen von Neustarkenbergl bei Imst zu suchen (1933, S. 41; 1934, S. 219).

Dem verhältnismäßig bescheidenen Höherrücken der Schneegrenze vom Würmtiefstand um rund 300 m zum Bühl-Schlernstadium entspricht also ein ganz gewaltiger Ausschlag im Ausmaß der Vergletscherung: Der Inn-gletscher fällt von seiner riesigen Anschwellung auf über 2000 m Höhe im mittleren Inntal, von seiner gewaltigen Längenerstreckung bis hinaus ins Alpenvorland zurück auf einen bescheidenen Stand im Oberinntal, vielleicht bei Imst. Nur die Seitentäler sind noch bis nahe an ihre Mündungen von Gletschern besetzt, wenn man von den großen absieht, die auch schon weit hinein geräumt sind.

Dieser überraschende Rückgang ist nicht auf das Durchschreiten einer „kritischen Zone“ im Sinne von S. Morawetz³⁾ durch die Schneegrenze zurückzuführen. Denn die großen Firnfelder bleiben auch zur

¹⁾ A. Penck, Alpen im Eiszeitalter, S. 323; H. v. Wolf gibt für Jenbach rund 1300 m an (1922, S. 290).

²⁾ A. Penck, Die Eiszeit in den bayrischen Hochalpen, Sitzungsberichte der Preussischen Akademie der Wissenschaften, physikalisch-mathematische Klasse 1925, S. 360.

³⁾ Eiszeitliche Vergletscherung und eiszeitliches Areal in den Tauern, Zeitschrift für Gletscherkunde, 1932, S. 398.

Schlernzeit noch über der Schneegrenze. Es kommt darin vielmehr jenes Zusammenwirken von Umständen zur Geltung, das ich vor einiger Zeit in theoretischer Ableitung zu erfassen versucht habe.¹⁾ Es handelt sich darum, daß die Gletscherströme der großen Längstäler wesentlich durch die gegenseitige Aufstauung der Nebentalgletscher zu ihrer riesigen Mächtigkeit anschwellen. Sobald die Gletscher der Nebentäler einmal ins Haupttal hinaustreten und sich verbinden, genügt eine geringe Zunahme der Eislieferung, um einen großen Ausschlag zu geben. Ebenso ist es aber auch beim Rückgang der Vergletscherung. Die kritische Höhenzone der Schneegrenze liegt dort, wo geringe Zunahme der Eislieferung zum gegenseitigen Aufstau, geringe Abnahme zur Trennung der Seitentalgletscher führt. Die schlernstadiale Schneegrenze liegt im Inngebiet gerade etwas über dieser kritischen Höhenlage. Darum der gewaltige Ausschlag.

Die Annahme, daß das Inntal zur Bühl-Schlernzeit noch hoch von Eis erfüllt gewesen sei, war ein Hauptgrund für O. Ampferer, in diesen tiefen Seitengletscherständen die Vertreter eines späteren Vorstoßes, ja einer eigenen „Schlußeiszeit“ zu erblicken.²⁾ Mit dem Nachweis, daß um diese Zeit das Inntal jedenfalls bis Mötz hinauf vom Eis geräumt wurde, entfällt dieser Grund. Erklärung fand aber auch die scheinbare Unmöglichkeit des Stillstands, ja der Verlängerung der Seitengletscher bei gleichzeitigem Abschmelzen des Hauptgletschers, die ebenfalls in der Begründung der Schlußeiszeit eine Rolle spielt.

Darüber hinaus können wir aber an mehreren Stellen den Nachweis erbringen, daß diese tiefen Lokalgletscherstände anfangs noch abschmelzendes Inneis im Talgrund vorfanden und daher keinen ganz neuen, schlußeiszeitlichen Vorstoß darstellen können.

Eine dieser Stellen liegt im Gebiet der Mieminger Terrasse. Die alte Puleit—Hinterberggrinne, die von dem stadialen Stettlbachsanderkegel ihren Ursprung nimmt, ging auf einen Eisstand von 750 m im Inntal aus. Erst nach dem Abschmelzen dieses Eiskörpers konnte der Gießbach durchbrechen und die Tieferlegung der unteren Puleitrinne erfolgen.

Eine zweite Stelle haben wir bei Grinzens. Wenn auch Ladurner nur für das Axamertal einen schlernstadialen Gletscherhalt verzeichnet, so kann doch gar kein Zweifel an der Gleichaltrigkeit des Senderstalschüttkegels bestehen. Die Oberfläche dieses Schüttkegels geht aber unmittelbar in die schöne Einschüttungslandschaft von Grinzens—Omes über, die einen Eisstand von 900 m im Inntal voraussetzt. Die erste Zerschneidung des Sanderkegels erfolgte noch nach dem Omestäl hin, aber nur solange, als das Inneis an dessen oberem Ende rund 800 m hoch stand. Sobald die Eisoberfläche tiefer gesunken war, erfolgte die Ablenkung des Sendersbaches nach der tiefen Melachschlucht.

¹⁾ H. Bobek, Schlußeiszeit oder Rückzugsstadien? Petermanns Mitteilungen 1930, S. 227.

²⁾ O. Ampferer, Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1929; ferner in: Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten; Zeitschrift für Gletscherkunde, 1928. — Vgl. ferner die Diskussion mit v. Klebelsberg, Z. f. Gletscherkunde, 1929, S. 381—386.

Einen dritten Beweisgang erlauben die Schrägtäler der südöstlichen Terrasse. Polten- und Zimmertal wurden von Schmelzwässern ausgefurcht, die schlernzeitlichen Hängegletschern der südlichen Bergflanke entstammten. Aber auch sie gehen nicht auf die Inntalsole aus, sondern auf höhere Terrassen (600 und 700 m) und beweisen damit die Anwesenheit von Eis im Talgrund, die übrigens auch durch Eisrandformen auf der Glaserterrasse (600 m) erhärtet wird.

Wir haben also in den tiefen Lokalgletscherständen des mittleren Inntals echte Rückzugsstände zu erblicken, was nicht ausschließt, daß dabei untergeordnete Wiedervorstöße infolge einer Oszillation der Schneegrenze vorkamen. Ein solcher ist z. B. beim Gießbach bei Telfs wahrscheinlich, wo Lokalmoräne bis in die Hinterberggrinne herabsteigt.

Zwischen dem mutmaßlichen schlernzeitlichen Inngletscherstand bei Imst und den tiefen Lokalgletscherständen des Rosannatals besteht kein Konflikt, denn sie gehören bereits den nächst jüngeren Stadien (Gschnitz I und II) an (vgl. Ampferer, 1929, S. 332, Machatschek 1933, S. 17).

Die pollenanalytische Untersuchung einiger Moore in der Umgebung des Lanser Sees, die z. T. alte Toteisgruben erfüllen, ergab eine kontinuierliche Vegetationsentwicklung von einer Vorwärmezeit mit vorherrschendem Föhrenwald über eine Wärmezeit mit Mischwald von Laubbäumen, später mit vorherrschendem Fichtenwald zu einer Nachwärmezeit mit Tannen- und Buchenwald, der schließlich von einer Fichten-Föhrenperiode abgelöst wird.¹⁾ Es besteht keine Möglichkeit, hier eine Schlußeiszeit unterzubringen und die diesbezügliche Ausdeutung eines unbedeutenden Vorstoßes von *Betula* und verschiedenen anderen Laubhölzern während der Föhrenzeit als eine Art Interglazial, dem dann die Schlußeiszeit während des zweiten Abschnitts der Föhrenzeit zu folgen hätte, erscheint mir nicht gerechtfertigt. Auch H. Gams will darin höchstens ein „Interstadial“ erblicken. Ich sehe gerade in der Kontinuität der Vegetationsentwicklung ein starkes Argument gegen die Annahme einer Schlußeiszeit.

Anhangsweise sei noch auf die Bedeutung spätglazialer Bodenflußerscheinungen hingewiesen. An fast allen steilen erosiven Hängen in Schottern finden sich diskordant über den horizontalen Schotterlagen bis 1 m mächtige, schräggeschichtete Schuttdecken, die meist der Hangneigung folgen. Am N-Hang des Ampassertals ist diese Ablagerung wegen vereinzelter Vorkommens von gekritzten Geschieben als Moräne gedeutet worden (Blaas, Glazialformation, S. 81). Daß es sich um spätglaziale Bildungen handelt, wird durch einen Aufschluß am östlichen Ende des N-Hangs des Trockentals von Seltsam bei Weer bewiesen: Hier sind diese Deckschichten durch den Prallhang der spätglazialen Rinne, die seit Abschmelzen des Eises trocken lag, von unten angeschnitten. Man muß bis in die Nähe der heutigen Schneegrenze emporsteigen, um auch heute noch solche Bodenflußerscheinungen in Bildung zu sehen.

¹⁾ S. Pankratia Feurstein, Geschichte des Viller Moores und des Seerosenweiher an den Lanser Köpfen bei Innsbruck. Beihefte zum Botanischen Centralblatt Bd. LI, 1933, Abt. II, S. 513.

Zusammenfassung.

1. Im Bereich der Inntalerrasse können wir vier Formgruppen unterscheiden:

a) Fluvial angelegte, glazial überformte Längsterrassen, die am Ende der Riß-Würm-Interglazialzeit („vorwürm“) gebildet worden sind.

b) Die glazialen Formen, die namentlich von O. Ampferer (1904) ausführlich beschrieben worden sind.

c) Die Gruppe der spätglazialen Formen, zumeist Eisrandterrassen oder Schmelzwasserrinnen (heute Trockentäler), die die interglazialen Terrassenreste schräg überkreuzen. Sie spielen eine viel größere Rolle, als bisher bekannt war.

d) Die postglazialen bis rezenten Formen.

2. Die interglazialen Zerschneidungsstufen verlaufen nahezu parallel zur Oberkante der interglazialen Zuschotterung wie zur heutigen Talsohle. Daraus ergibt sich einerseits, daß die differential-tektonischen Bewegungen im Inntal (Einmündung bei Innsbruck, lokale Einmündungen der verschiedenen interglazialen Seespiegel oder, falls seine Annahme zu Recht besteht, Aufwölbung des einheitlichen interglazialen Seespiegels) wahrscheinlich schon vor, spätestens aber vor Beendigung der Zuschotterung ihren Abschluß gefunden hatten, und andererseits, daß jedenfalls die Vorwürmzerschneidung, wahrscheinlich aber auch schon die vorhergehende Zuschotterung durch gleichmäßige, regionale Niveauschwankungen des ganzen entsprechenden Alpenteils, der Kalk- und Zentralalpen gleichmäßig einbezieht, verursacht wurde.

3. Die zahlreichen Eisrandformen, das Fehlen von Endmoränen des Inn- und Gletschers im untersuchten Gebiet, das gegensätzliche Verhalten von Haupt- und Nebengletschern lehren, daß der Rückzug der Würmvergletscherung im Inngbiet unter Abgliederung gewaltiger Toteismassen vor sich ging, die zum Teil erst während des ersten Rückzugsstadiums abschmolzen. Es ergibt sich daher auch für den Rückzug der alpinen Vergletscherung ein ähnliches Bild der Auflösung in situ, wie es für bestimmte Teile der norddeutschen und nordamerikanischen Vergletscherung nachgewiesen wurde.¹⁾

4. Das erste inneralpine Rückzugsstadium nach den randalpinen Würmhochständen liegt in den tiefen Lokal- und Gletscherständen des mittleren Inntals vor, die mit einer Schneegrenzdepression von rund 900 m dem Schlernstadium R. v. Klebelsbergs entsprechen. Der zugehörige Inn- und Gletscherstand liegt außerhalb meines Untersuchungsgebiets im Oberinntal, vielleicht bei Imst.

5. Die enge Verbindung der tiefen Lokal- und Gletscherstände mit abschmelzenden Resten des Inn- und Gletschers beweist, daß sie nicht einer eigenen Schlußeiszeit zugeschrieben werden dürfen.

¹⁾ R. Foster Flint, The stagnation and dissipation of the last ice sheet. Geogr. Review, 1929.

George W. White, An area of glacier stagnation in Ohio, Journal of Geol. 40, 1932.

Thomas C. Brown, The waning of the last ice sheet in Central Massachusetts, Journal of Geol. 41, 1933.

Für Norddeutschland vgl. besonders: H. G. Ost, Morphologische Studien im Drage- und Küddowgebiet. Abh. u. Berichte d. naturwiss. Abt. d. Grenzmark. Gesellschaft zur Erforschung u. Pflege der Heimat, 7. Jg., Schneidemühl 1933.

Verzeichnis öfter erwähnter Schriften.

- Ampferer O. Studien über die Innalterrassen, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien, 1904.
- Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1905.
 - Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Innale, Zeitschrift für Gletscherkunde II, 1907/8.
 - Über die Entstehung der Innalterrassen, Zeitschrift für Gletscherkunde III, 1908/9.
 - Über die Bohrung von Rum bei Hall, Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, 1921.
- Ampferer O. — Ohnesorge Th. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Zirl—Nassereith, Wien 1924.
- Ampferer, O. Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1929.
- Geologischer Führer für das Kaisergebirge, mit geologischer Karte 1:25000, Wien, 1933.
- Blaas J. Über die Glazialformation im Innale, Zeitschrift des Ferdinandeums, 29. Heft, Innsbruck 1885.
- Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen der Gegend von Innsbruck, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1890.
 - Notizen über die diluvioglazialen Ablagerungen im Innale, Berichte des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins zu Innsbruck, 1890/1.
 - Der Boden der Stadt Innsbruck, Berichte des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins zu Innsbruck, 1894/95.
- Bobek H. — Ampferer O. Schlußeiszeit oder Rückzugsstadien? Peterm. Mitteilungen 1930, S. 227 ff.
- Bobek H. Die Formenentwicklung der Zillertaler und Tuxer Alpen im Einzugsbereich des Zillers, Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, 30. Bd. 1, 1933.
- Brückner E. A. Pencks neue Untersuchungen über die Eiszeit in den nördlichen Alpen, Zeitschrift für Gletscherkunde, XIII, 1924.
- Foster Flint R. The stagnation and dissipation of the last ice sheet, Geogr. Review, 1929.
- Hammer W. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich Blatt Ötztal, Wien 1929.
- Heissel W. Quartärgeologie des Silltals, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1932.
- Katschthaler H. Neue Beobachtungen im Gelände der Höttinger Breccie, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1930.
- Kleibelsberg R. v., Glazialgeologische Notizen vom bayrischen Alpenrand, I.—VI., Zeitschrift für Gletscherkunde VII, VIII, XIII, 1912/13, 1913/14, 1923/24.
- Neue Aufschlüsse im Gelände der Höttinger Breccie. Zeitschrift für Gletscherkunde, XIX, 1929.
- Ladurner J. Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubai Alpen), Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1932.
- Levy-Leyden F. Quartäre Formenentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft. Ostalpine Formenstudien I/2, Berlin, 1922.
- Leyden F. Die Gliederung des alpbayrischen Spätglazials. Geologische Rundschau, 1925.
- Machatschek F. Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiet. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, Wien, 1933.
- Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinnales. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, Wien, 1934.
- Müllner J. Die Seen des Unterinnals in der Umgebung von Rattenberg und Kufstein. Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck, 49. Heft, 1905.
- Osswald K. Die Wendelsteingruppe. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, München 1928.
- Penck A. — Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. I. (1902) Leipzig 1909.
- Penck A. — Richter E. Glazialexkursion in die Ostalpen, Internationaler Geologischer Kongreß. Wien 1903.

- Penck A. Die Höttinger Breccie. Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften, physikalisch-mathematische Klasse 2. Berlin 1920.
- Die Terrassen des Isartals in den Alpen. Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften, physikalisch-mathematische Klasse, 1922.
 - Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften, physikalisch-mathematische Klasse. 1922.
- Richter M. Morphologie und junge Bewegungen beiderseits vom nördlichen Alpenrand. Zeitschrift für Geomorphologie, 1932.
- Rinaldini B. v., Die Kitzbühler Alpen. Ostalpine Formenstudien 2/3, 1923.
- Troll C. Der diluviale Inn- und Chiemseegletscher, Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. 24. Bd. 1924.
- Wehrli H. Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1928.
- Wolf H. v., Die Vergletscherung des Achenseegebiets. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, München, 1922.

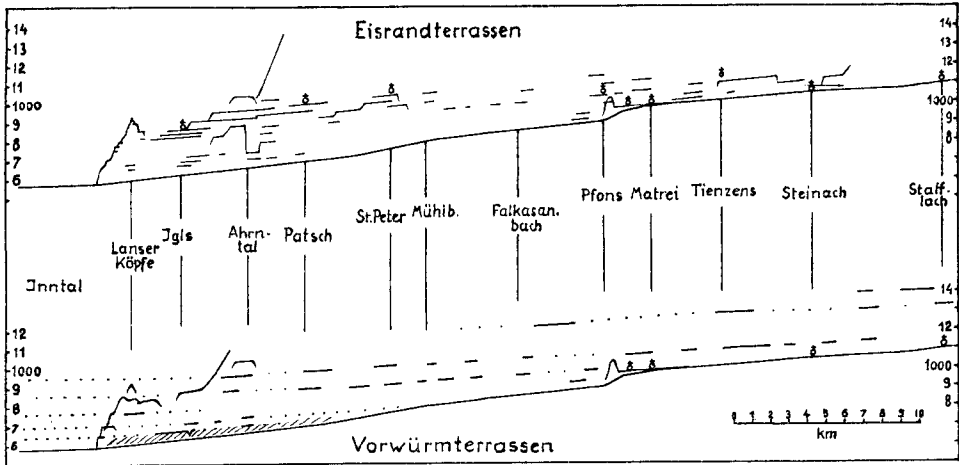


Fig. 4.
Längsschnitt durch das Silltal.

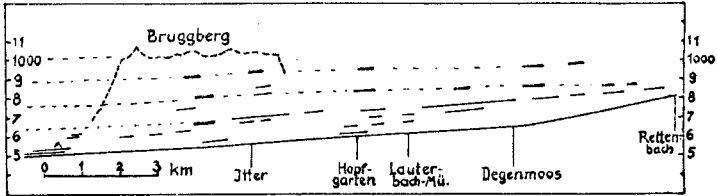


Fig. 5.
Längsschnitt durch das Brixental.
Starke Striche = Vorwürmterrassen. Schwache Striche = spätglaziale Terrassen.

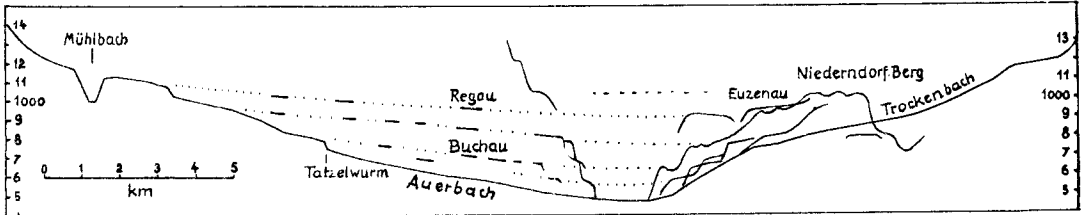


Fig. 6.
Querschnitte durch das Inntal unter Kufstein; Längsschnitte durch das Auerbach- und Trockenbachtal.

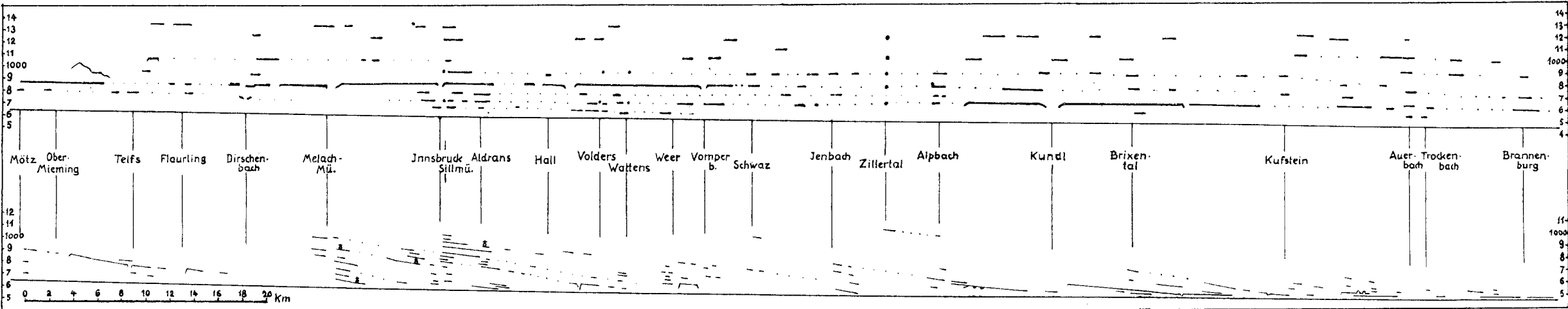


Fig. 7. Längsschnitte durch das Inntal. Oben: Vorwürm- und ältere Terrassen. Unten: spätglaziale (Eisrand-) Terrassen und Rinnenzüge. Die Punkte im Querschnitt der Zillertalmündung bedeuten von oben nach unten das E-, F-, G-, H-, I- und K-Niveau des Zillertals (Bobek 1933).

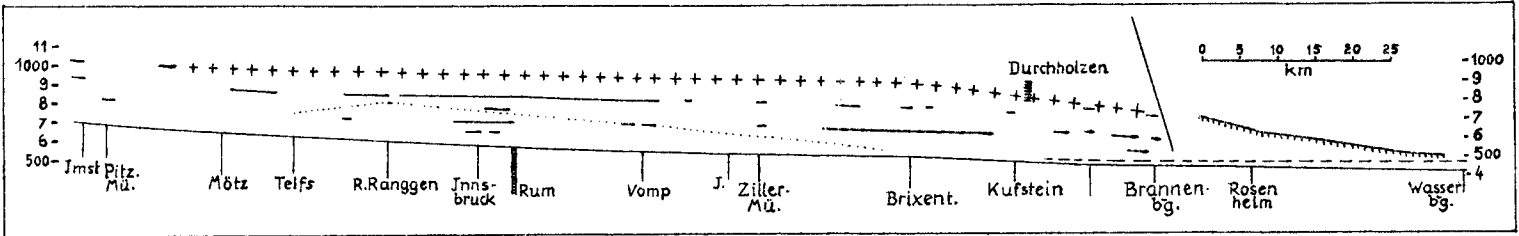
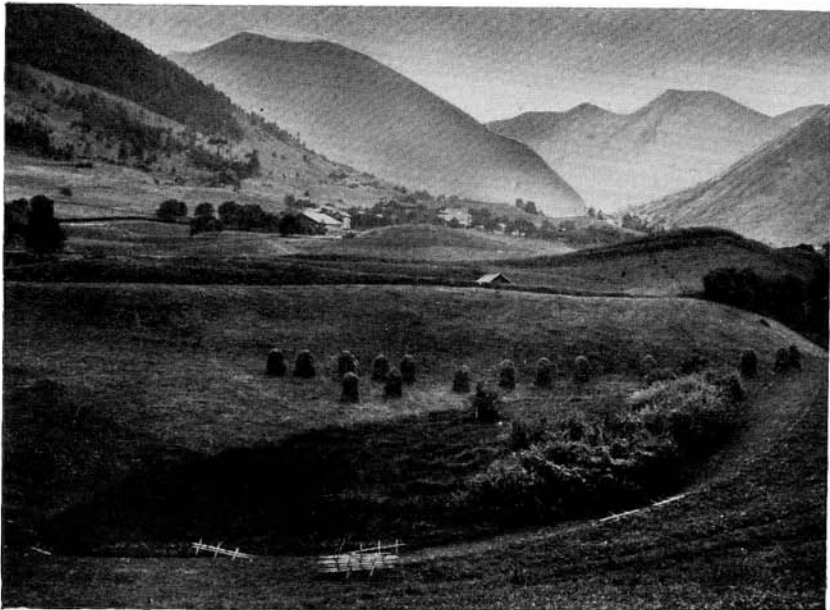


Fig. 8.
Das gegenseitige Verhältnis von Schotteroberkante, Vorwürmterrassen, deformiertem Seespiegel und Deckenschottersohle.
Kreuzlinie = Oberkante der R.-W. interglazialen Sedimente. Punktiert = deformierter Seespiegel (nach A. Penck). Starke Striche = Vorwürmterrassen. Zahnlinie = Deckenschottersohle (nach C. Troll). Gerissene Linie = Seespiegel von Rosenheim.
Die Bohrung von Rum und die altquartären Konglomerate von Durchholzen sind nach ihrer Höhenlage eingetragen.



Aufn. H. Bobek.

Bild 1. Melachmündung und Tiefentalschlucht. Die Terrasse von Mayrhof (links oben) und ihr Abfall gegen die Stufe von Kammerland (rechts), die sich in der Leiste von Baumgart (Mitte des Bildes) talauf fortsetzt.



Aufn. H. Bobek.

Bild 2. Eisrandformen (Toteismulden, Sichelrücken) bei Grinzens. Die 900 m Fläche löst sich gegen die Kante der Melachschlucht (rechts) hin auf.



Aufn. H. Bobek.

Bild 3. Blick auf Melachmündung und südwestliche Terrasse. Starke spätglaziale Überprägung. — Vorn die Flächen von Oberperfuß (l.) und Kammerland (r.); jenseits der Schlucht das Trockental von Omes mit doppeltem Eingang, davor Rinne des Sendersbaches (von rechts).



Käufel. Aufn.

Bild 4. Die Sillmündung. Die spätglazial überspülte und terrassierte Terrassenhauptfläche beiderseits der Sillschlucht. Im Hintergrund die Flächen von Schönberg.



Aufn. H. Bobek.

Bild 5. Glaziale Kuppen- und Beckenlandschaft im Iger Wald mit spätglazialer Beckenfüllung.



Aufn. H. Bobek.

Bild 6. Toteisloch nächst dem Rheintaler See (Oberangerberg).



Käuf. Aufn.

Bild 7. Typische Eisrandterrassen auf älterer Grundlage bei Steinach (Silltal), Blick talaus. Rechts oben Maurn und Kirchlein von St. Ursula. Beachte die glatten Oberflächen.



Aufn. H. Bobek.

Bild 8. Typisch glazial geformte Terrassenoberfläche (Häinger Terrasse bei Schwoich).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1935

Band/Volume: [85](#)

Autor(en)/Author(s): Bobek Hans

Artikel/Article: [Die jüngere Geschichte der Inntalerrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal 135-189](#)