

Über das Antlitz der Tiroler Zentralalpen.

Von

Fritz Frech.

Einleitung.

Nach welchen Gesetzen formen sich die Gipfel und die Kämme des Hochgebirges, welche Kraft bestimmt den Lauf der Täler, das Profil der Gehänge und die Lage der Hochgebirgsseen? — das sind Fragen, die dem Geologen wie dem Geographen häufig vorgelegt werden und die nur in gemeinsamer Arbeit beider zu beantworten wären. Für die Lösung dieser Probleme ist die Kenntnis der geologischen Vorgeschichte ebenso wichtig, wie ein Einblick in die gegenwärtig wirkenden Kräfte chemischer und physikalischer Art. Beiden Aufgaben möchte der Verfasser auf den folgenden Seiten gerecht werden, und zwar auf Grund einer eingehenden Aufnahme (1:25000)¹⁾ der Brennerfurche zwischen Sterzing und Innsbruck, und der Hochgebirge zwischen Olperer und Zuckerhütl.

Die Untersuchungen über Aufbau und Zusammensetzung der Gebirge führen in die fernste Vergangenheit unseres Planeten zurück, die Betrachtung der Gebirgsformen rechnet vornehmlich mit der letzten Periode der Erdgeschichte und den noch heute wirkenden Kräften der Verwitterung, der Gletscher und des fließenden Wassers; erst die Modellierung des rohen, durch die tektonischen Kräfte des Erdinnern geschaffenen Blockes prägt die Charakterzüge des Antlitzes der Hochgebirge.

Beide Forschungsgebiete stehen in inniger Wechselbeziehung: Die Verwitterung des Gesteins und die Ausfurchung der Täler durch Bäche und Flüsse beginnt gleichzeitig mit der langsamen Emporwölbung des Gebirges in der Tertiärzeit; die gewaltigen Eisströme der unmittelbar folgenden Quartärzeit sind wiederum gezwungen, dem Laufe der schon vorhandenen Talzüge zu folgen.

Die eigentliche Geologie der Tiroler Zentralalpen, d. h. die Beschreibung der Gebirgsschichten und die Schilderung des Gebirgsbaues wird gleichzeitig in einer ausführlicheren Arbeit behandelt²⁾ und sei daher hier nur in ihren Grundzügen angedeutet. Andererseits führen uns die Probleme der Tal- und Seenbildung sowie die vergleichende Untersuchung der Bergformen mehrfach über die Grenzen des genauer untersuchten Gebietes hinaus.

¹⁾ Bei den mit Unterstützung des Zentralausschusses des D. u. Ö. A.-V. in den Jahren 1891—94 ausgeführten Untersuchungen wurde der Verfasser unterstützt durch A. von Krafft † und Hans Robert Schmitt †, sowie durch die Herren Dr. Dr. R. Leonhard, R. Michael, Fr. E. Sueß und W. Volz. Die Vorbilder zu Fig. 15, 16, 17 sind von Hans Robert Schmitt entworfen.

²⁾ Wissenschaftl. Ergänzungshefte d. D. u. Ö. A.-V., Heft 4.

Die ältesten Gesteine der Tiroler Zentralalpen, die Otztaler und Stubai Glimmerschiefer (siehe die Kartenskizze), sind jedenfalls vorpalaeozoischen Alters und möglicherweise der ursprünglichen Erstarrungskruste der Erde zuzurechnen. Nur wenig jünger, vielleicht gleich alt mit dem Glimmerschiefer, ist der »plutonische«, ursprünglich feurig-flüssige Granit, ein »Tiefengestein«, das nicht bis zur Erdoberfläche empordrang, sondern in der Tiefe erstarrte. Durch spätere Druckschieferung

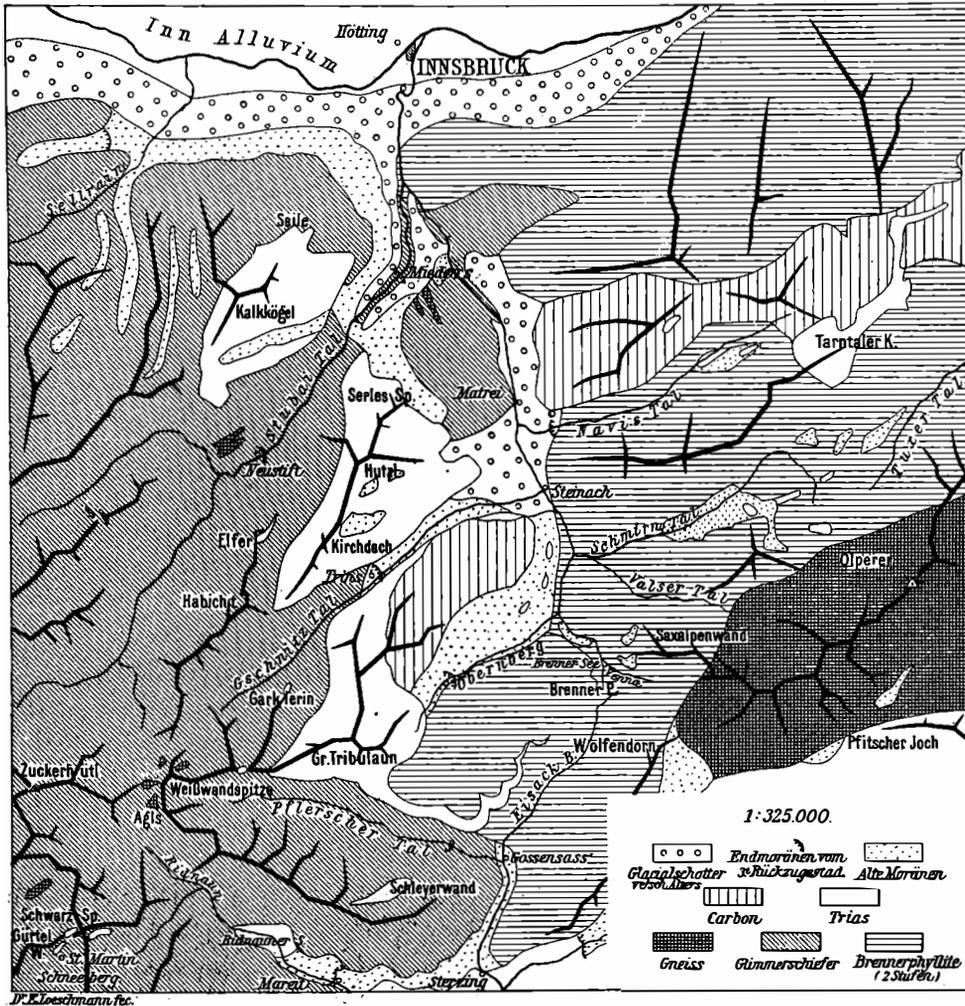


Abb. 1. Geologische Kartenskizze der Zentralalpen südlich von Innsbruck.

Ein schmales, den Tuxer Gneiss umgebendes Band im Glimmerschiefer, Strahlsteinschiefer etc., konnte wegen des Maßstabes der Karte nicht wiedergegeben werden.

wurde der körnige Granit teilweise zu flasrigem Gneiss umgewandelt, der im Ötztal und Stubai untergeordnet auftritt, im Zillertal hingegen mit dem Granit den Kern des Gebirges, also ein echtes »Zentralmassiv« darstellt. Die Granitgneiss sind niemals im Innern der jüngeren Schieferhülle, der Gesteine der Kalkglimmerschiefer, Marmorlager und Thonglimmerschiefer, derart erstarrt, daß sie dieselben veränderten. Man beobachtet vielmehr eine einfache Auflagerung der Schieferhülle auf dem Gneissgranit, der somit aller Wahrscheinlichkeit nach älter ist als die Hülle.

Die unmittelbare Umgebung des Brenners wird von diesem, im allgemeinen

weichen Schiefergestein,¹⁾ sowie von kohlenarmen Steinkohlenbildungen aufgebaut, die ebenfalls vorwiegend aus Thonschiefer bestehen und in ihren Berg- und Talformen daher nicht wesentlich von den Urschiefern abweichen.

Von den weicheren Schichten des älteren Schiefersockels sind landschaftlich und geologisch die geschichteten Dolomite und Kalke der Trias auf das schärfste geschieden. Das Hemiorama vom Gipfel der Weißwand und die photographische Aufnahme des Tribulauns von der Seberspitze aus zeigen den Gegensatz der älteren, gerundeten Schieferberge und der aufgesetzten jüngeren Kalkgipfel; wer die Hochtäler der Tribulaungruppe oder der Kalkkögel durchwandert, glaubt sich inmitten der zentralen Gebirgszone in die nördlichen oder südlichen Kalkalpen versetzt, und die genaue geologische Aufnahme bestätigt den allgemeinen Eindruck, den die Form der Landschaft hervorruft.

Eine wenig ausgedehnte Kappe von roten Liaskalken mit Ammonshörnern lagert auf der Kesselspitze (oder Hutzl, zwischen Gschnitz und Stubai) den Triaskalken unmittelbar auf und schließt die geologische Überlieferung unseres Gebirgslandes, soweit sie durch Gesteinsschichten verkörpert wird.

Die Aufwölbung der Gebirgsmasse ist das Werk einer sehr viel späteren Zeit, im wesentlichen der mittleren Tertiärperiode; die Modellierung der Bergspitzen, Täler und Seen ist in erster Linie auf die Wirkungen des Eises mittelbar und unmittelbar zurückzuführen.

Nur die feineren Züge sind während der gegenwärtigen geologischen Periode in das landschaftliche Bild hineinretouchiert worden. Der Gegensatz von Kalkalpen und Schieferbergen ist unverwischbar. Eiszeit, Verwitterung, Wildbäche und regelmäßig rinnendes Wasser haben wenig Einfluß auf derartige tiefgreifende Verschiedenheiten. Nur bis 1600 oder 1700 *m* aufwärts, bis zu einer weit unterhalb der Waldgrenze gelegenen Zone, vermag dichter Waldwuchs die ursprünglichen, tiefgreifenden Formverschiedenheiten des Gesteins zu verwischen.

Andererseits ist jedoch der Gegensatz der sanften Mittelgebirgsform der Vorberge und niederen Kämmen, der Wandbildung in den Hauptkämmen und Gipfeln auch im Bereiche derselben Gesteinsart deutlich ausgeprägt.

¹⁾ Versteinerungen sind bisher noch nicht einmal andeutungsweise in ihnen gefunden worden und ihre Vergleichung mit palaeozoischen Schichten ist somit rein hypothetisch. Viel näher steht die Schieferhülle — auch z. B. in ihrer Gesteinsentwicklung — der praecambrischen Urschieferformation des Königreichs Sachsen und den gleichartigen Schiefen und Marmorlagern der Grafschaft Glatz.



Abb. 2. Gschleyerwand und Telfer Weiße, die Kalkberge im Süden des Pferschtales. Im Hintergrunde die Hochfeilergruppe (Gneisgranit des Zillertales). Südliche Fortsetzung der Abb. 3.

Weißwandspitze

Habicht

Goldkappel

Großer Tribulaun

Schwarze Wand

Hoher Zahn

Pferscher Pinkel

Sandesjoch

Gschnitzer Tribulaun

Schneetalscharte



NW.

Abb. 3. Die Tribulaungruppe

Charakterlandschaft: Gegensatz der dunklen, gerundeten Schieferberge (Vordergrund: Hoher Zahn

I. Gebirgserhebung und Talbildung.

Der Geologe vergleicht gern die Entrütelung der Grundzüge des Gebirgsbaues mit der Aufgabe des Altertumsforschers, der aus den Grundmauern einer Stadt die Bauzeit, den Stil der Anlage und den Zweck der einzelnen Gebäude zu rekonstruieren vermag. Dieses Gleichnis entspricht auch insofern der Wirklichkeit, als die Gebirge — ähnlich wie die Trümmer einer längst vergangenen Kulturwelt — nur Ruinen früherer Gewölbe und Auffaltungen darstellen. So berechnet Baltzer für das Aarmassiv die Mächtigkeit der von den heutigen Bergen entfernten Gesteinsdecke auf mindestens 800 m, und für die Tiroler Zentralalpen wird man keinesfalls einen geringeren Betrag annehmen dürfen.

Zwischen Ötztal und Niederen Tauern fiel der Abtragung zuerst ein Mantel von jüngeren Kalken zum Opfer, die ehemals eine Verbindung der Gesteine der nördlichen und südlichen Kalkalpen dargestellt haben. Auf unserer Kartenskizze stellen die weißen Flecke, deren Verbreitung von St. Martin am Schneeberg bis nahe an den Olperer, von der Weißwandspitze bei Gossensaß bis an die Saile reicht, die Reste dieser einstens zusammenhängenden Decke dar.

Die Regelmäßigkeit des Talnetzes der östlichen Zentralalpen spricht, wie E. Richter in einem interessanten Aufsatz (Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V., 1899, S. 24) ausführt, gegen die Annahme, daß die einstige Kalkdecke eine allzu große Rolle in der Bildungsgeschichte des Gebirges gespielt habe. Andererseits haben die neueren Forschungen dargetan, daß zahlreiche Kalk- und Marmorzüge, welche nach früheren Angaben zum Urgebirge gehören, das gleiche Alter wie die nördlichen und süd-

Schwarze Wand

Obernberger Tribulaun

Portjoch

Schneetalscharte



von der Seberspitze. SO.
und Sockel der Tribulaungruppe) und der steilwandigen hellen Dolomite (Goldkappel — Portjoch).

lichen Kalkalpen besitzen (d. h. der Triasperiode zufallen). Seit langem werden die aufgesetzten Massen der Kalkkögel, des Gschnitz-, Stubaitales (siehe das Hemiorama in der Anlage) und der Tribulaungruppe, sowie weit im Osten die Radstädter Tauern als deckenartige Fortsetzung der nördlichen Kalkalpen gedeutet.

Durch die Aufnahmen des Verfassers wurden westlich vom Tribulaun in den Marmoren der Schwarzseespitze bei St. Martin am Schneeberg und der dem Urgebirge aufgesetzten, das Pferschtal überragenden Weißwandspitze organische Reste gefunden.

Östlich von der Brennerfurche sind die Lagerungsverhältnisse der Schober Spitze im Schmirnertal und der Kalkwandstange am Schlüsseljoch derart, daß ihre marmorisierten Dolomite nicht als gleichalte Lager im Urgebirge, sondern als wesentlich jüngere Einfaltungen gedeutet werden müssen. Die Tarntaler Köpfe im Norden des Schmirnertales bestehen ebenfalls aus eingefalteten jüngeren Kalken (Fr. E. Sueß). Die große Lücke in dem Auftreten dieser aufgelagerten Massen, welche den Hohen Tauern zu entsprechen schien, ist jetzt ebenfalls durch den Nachweis von Triaskalken im Krimmler Achenal (Ober-Pinzgau) teilweise ausgefüllt.

Eine Decke jüngerer Kalke lag also einstmals über dem Urgebirge der gesamten Tiroler Zentralalpen, hat jedoch die Form der Täler nicht in der Art beeinflußt, wie wir es im Kalkgebirge zu sehen gewohnt sind.

Ein Blick auf eine topographische Übersichtskarte zeigt die Verschiedenheit der Talbildung in den Schieferalpen und den Kalkbergen. Überall wo eine gleichmäßig aus Schiefer bestehende Kette der ausfurchenden Tätigkeit des fließenden Wassers ausgesetzt ist, suchen die Bäche auf dem geradesten Wege von der Haupterhebung aus die nächste Längsfurche zu erreichen.

Am Nordabfall der Tauern bildet eine solche im Bau des Gebirges vorgezeichnete Längsfurche vom Zillertal an über die Gerlosplatte, dem Salzachtal und dann der Enns folgend, in beinahe genau ostwestlicher Richtung die Grenze der Zentralkette und der anliegenden Schieferalpen. Infolgedessen verlaufen die Tauerntäler vom Schönach- und Wild-Gerlostal an in beinahe gleichem Abstand und in vollkommen paralleler Richtung von Süden nach Norden. Auch in den Karnischen Alpen, wo die Gesteinsbeschaffenheit viel abwechslungsreicher, aber der Parallelismus zwischen der Längserhebung und der Längsfurche der Gail der gleiche ist, zeigt die Anlage der Nebentäler dieselbe modellartige Regelmäßigkeit. Dagegen weist das Flußnetz des Kalkgebirges — besonders in den nordöstlichen Kalkalpen und im östlichen Südtirol, wo blockartige Plateaus vorherrschen — eine scheinbar regellose Anordnung auf. In den Stubaier- und Öztaler Alpen ähnelt die Anordnung der Nebentäler viel mehr der der Tauern als der der Kalkalpen. Trotzdem sind die Reste einer ehemaligen Kalkdecke fast überall nachweisbar.

Es liegt demnach nahe, anzunehmen, daß vor der Aufwölbung des heutigen Alpengebirges, die in der Mitte der Tertiärzeit stattfand, die Decke jüngerer Kalke schon wieder entfernt war. Der hierfür zur Verfügung stehende Zeitraum ist — geologisch gesprochen — hinreichend lang.¹⁾

Die erste Veranlassung zur Entstehung der Brennersenke ist auf die weite Verbreitung weicher, leicht zersetzbarer Schiefergesteine zurückzuführen. Sehr viel unerheblicher dürfte das Vorkommen kleiner Verwerfungen im Norden und Süden des Passes gewesen sein. Im Norden bei Matrei grenzen Gesteine von ähnlicher Härte aneinander und im Süden bietet nur die kleine Grabenspalte des klüftigen Quarzglimmerschiefers von Tennewies der Verwitterung einen direkten Angriffspunkt. Weiter südlich bei Sterzing sind Glimmerschiefer und Thonglimmerschiefer zwar petrographisch verschieden, aber hinsichtlich der Härte an der Bruchgrenze nicht wesentlich abweichend.

Während vor einer genaueren geologischen Aufnahme alle Theorien über

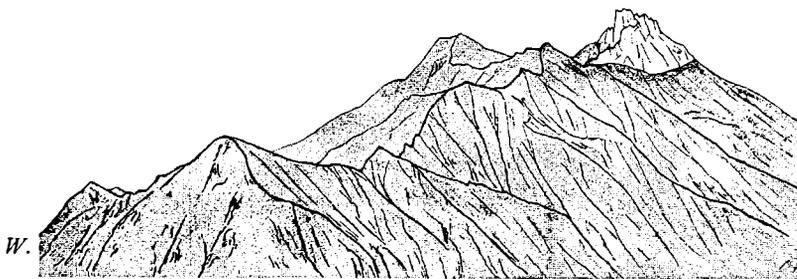


Abb. 4. Die Dolomitkuppe der Elferspitze vom Habicht aus.
Ein kleiner Denudationsrest der Trias (hell) zwischen Stubai (W.) und Gschnitz.

die Entstehung des wichtigen Passes einer sicheren Basis entbehren, lehrt jetzt ein Blick auf die Kartenskizze, daß die Brennersenke der weitesten Ausdehnung von Thonglimmerschieferkarbonischen und

¹⁾ Jurassische Ablagerungen, der unteren und mittleren Abteilung dieser Periode angehörend, sind in winzigen Resten an weit von einander entfernten Punkten (Hutzlspitze, Gschnitz; Zehnerkar, Radstädter Tauern) nachgewiesen; oberjurassische Meeresschichten sowie solche der Kreide und des älteren Tertiär fehlen aber im ganzen Gebiete der östlichen Zentralalpen vollkommen. Das merkwürdige Eocänen-Vorkommen von Radstadt liegt auf der Grenze von Zentral- und Kalkalpen.

Dort wo zwischen diesem harten Gesteine eine Thonglimmerschieferzone von Norden nach Süden hindurchsetzt, mußte sich die tiefste Einschartung des Hauptkammes der Ostalpen ausbilden. Die mannigfachen Vorgänge der Eiszeit haben hier infolge der verhältnismäßig geringen Breite dieser weichen Zone nur geringe Änderungen bedingt. Wenn auch nur während eines Teiles dieser langen Zeiträume die heutigen Zentralalpen ein Festland oder eine Insel bildeten, so waren die denudierenden Kräfte jedenfalls imstande, die Kalkdecke zu zerstückeln oder zu zerstören; die gleichzeitig mit der Aufwölbung der Tertiärzeit einsetzende Erosion und Talbildung wurde somit durch den Wechsel verschiedenartiger Gesteine nicht mehr wesentlich beeinflusst.

Weißwand Großer Tribulaun Oberberger Tribulaun

Habicht

Kirchdach

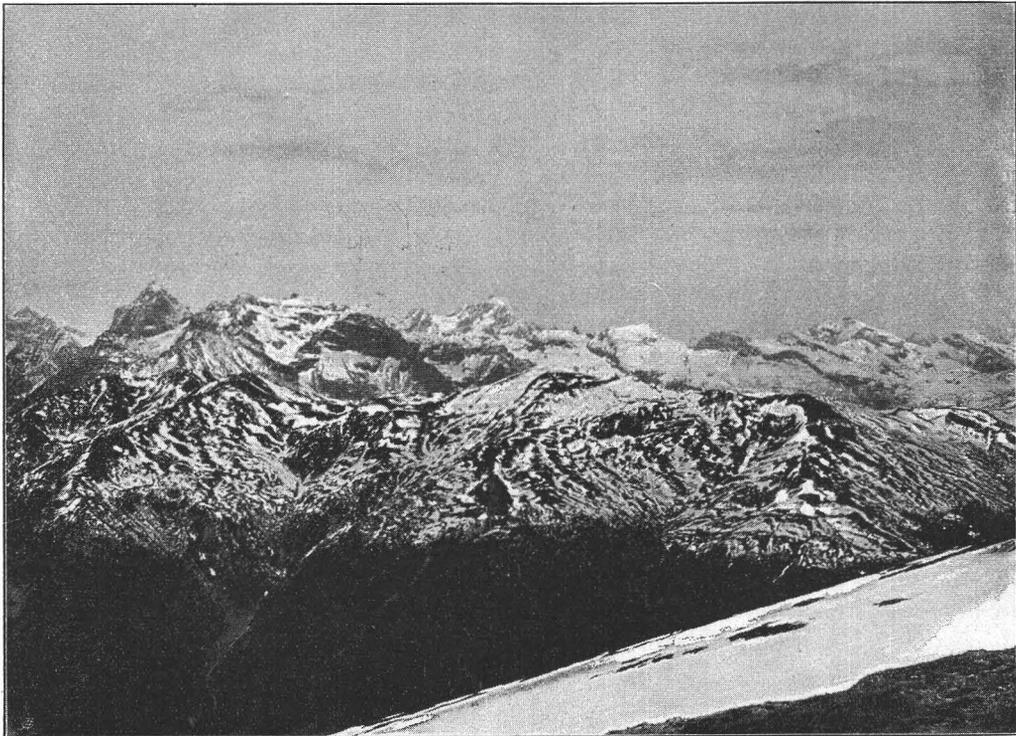


Abb. 5. Die aufgesetzten Kalkberge zwischen Pflersch und Stubai im Westen der Brennerstraße vom Hühnerspiel aus. September-Neuschnee.

Es ist ferner nicht unwahrscheinlich, daß am Ende des Mittelalters der Erde eine erste Auffaltung auch die Zentralalpen betroffen hat. In den nordöstlichen Alpen und in den Karpathen ist eine Gebirgsfaltung sicher nachgewiesen, welche der Mitte der Kreidezeit entspricht. Für die südlichen Kalkalpen ist eine ähnliche Aufwölbung immerhin wahrscheinlich,¹⁾ es liegt somit nahe, anzunehmen, daß diese Zuckungen im Felsgerüst der Erde auch schon die von den beiden Gebirgszonen eingeschlossenen Zentralalpen betroffen haben und daß die Denudation der Kalkdecke hierdurch beschleunigt wurde.

Über einige Flußverlegungen der jüngsten geologischen Vergangenheit sei das Folgende bemerkt. Der Eisack ist in postglacialer Zeit westlich durch die flache Senke

¹⁾ Zusammenstellung der Beobachtungen bei F. Frech, Die Karnischen Alpen, S. 449—452.

Tennewies-Steckholz, 60 m über seinem heutigen Bette, geflossen. Die jähren Wände, welche oberhalb und unterhalb von Gossensaß das heutige Flußbett begrenzen, weisen auf die frische Wirkung der jüngsten Erosion hin. Das untere Ahrental zwischen der Sill und Igls ist ein postglacialer, früher von der Sill durchströmter Flußlauf.

Wir erhalten also für die Gebirgs- und Talbildung im Bereiche der östlichen Zentralalpen die folgende Übersicht:

Gebirgserhebung und Talbildung in den östlichen Zentralalpen.

Während der Eiszeit und der interglacialen Episoden erfolgt vornehmlich durch Wandverwitterung und Karbildung sowie durch Gletschererosion die Ausbildung der heutigen alpinen Gebirgsformen.

Jüngste Tertiärzeit (Pliocaen): Die Alpen — auch die zentralen Teile — tragen keine Gletscher und zeigen trotz ihrer Höhe Mittelgebirgsformen (sind also den südlichen Ketten der heutigen Rocky Mountains vergleichbar).

Mitte der Tertiärzeit: Die Hauptfaltung der Alpen, welche aus mannigfaltig zusammengesetzten Zonen (Ost-Westalpen) ein einheitliches Gebirge bildet, erfolgt überall im oberen Miocaen; gleichzeitig setzt die Talbildung ein. Eine erste Faltungsphase (Mitte des Oligocaen) besaß im Osten geringere Intensität als die miocaene.¹⁾

Älteres Tertiär: Keine Überlieferung im Bereich der Zentralalpen. Auf den Außenseiten Meer (Radstadt und periadriatische Südzone).

Die Kreidezeit entspricht einer Festlandsperiode und der Zerstörung der älteren mesozoischen Kalkdecke. Wahrscheinlich erfolgt gleichzeitig mit den Gebirgsbildungen im Norden und (?) Süden eine schwächere Aufwölbung der heutigen Zentralkette.

Während der älteren (Lias) und mittleren Jurazeit ist die Fortdauer der Meeresbedeckung sicher, während des oberen Jura möglich oder wahrscheinlich.

Die obere Triaszeit entspricht einer Meerestransgression im Osten und Westen des Brenners. Weiter im Osten (Radstädter Tauern) ist eine Meeresbedeckung der mittleren Trias sicher, der unteren Trias sehr wahrscheinlich.

Im jüngsten Palaeozoicum (Dyas) ist ein teilweises Hinüberreichen der im Süden verbreiteten Binnenseen (Grödener Sandstein) anzunehmen (Tarntaler Quarzit).

Die Wälder der Steinkohlenzeit bedecken den, den heutigen Zentralalpen entsprechenden, südlichen Teil des damaligen europäischen Kontinentes.

In den Karnischen Alpen ist eine Gebirgsfaltung zur Steinkohlenzeit sicher, in den südöstlichen Kalkalpen wahrscheinlich.

Daß die Einpressung der Granite der Zentralalpen in die Schieferhülle (Kalkglimmerschiefer, Thonglimmerschiefer) mit dieser südlichen Gebirgsbildung zusammenhängt, ist möglich, aber nicht wahrscheinlich. Meeresschichten der älteren palaeozoischen Periode sind nur an den Außengrenzen der Zentralalpen (Karn. Hauptkette, nördliche Schieferalpen, Erzberg, Steiermark) bekannt, die Schieferhülle (Kalk- und Thonglimmerschiefer, z. B. am Brenner und Glockner) ist vorpalaeozoischen Alters.

II. Die Eiszeit in ihrer Bedeutung für das Antlitz des Gebirges.

Das wichtigste Moment für die Ausbildung der Bergformen im Hochgebirge ist das Vorhandensein oder Fehlen einer Vergletscherung in der Gegenwart. Vergletscherte Hochgebirge wie Alpen, Kaukasus, Himalaya oder die

¹⁾ Die jüngeren Triasgesteine werden in der Zentralzone häufig durch tiefe Einfaltung (Gürtelwand) vor der Zerstörung geschützt (Abb. 6).

Alpen Neuseelands, zeigen dieselben Hochgebirgsformen der schneidig zugeschärften Grate, an deren Flanken die Kare reihenweise eingesenkt sind.

Ein Hochgebirge wie die Rocky Mountains der Union, dessen — an sich zweifellose — Vergletscherung weit zurückliegt, zeigt mit Ausnahme seines schnee-reichen Westens überall Mittelgebirgsformen. Ein Berg von Montblanc-Höhe wie der Pikes Peak (Colorado) setzt der Errichtung einer Drahtseilbahn keine anderen Schwierigkeiten als der Rigi entgegen; die »Erstlings-Besteigung« des eine umfassende Fernsicht gewährenden Gipfels wurde im An- und Abstieg hoch zu Roß ausgeführt! Das fast gänzliche Fehlen heutiger Gletscher und die große Seltenheit des Schnees erklärt das Verschwinden der Hochgebirgsformen sogar bei dem festen, zur Wandbildung neigenden Granit des Pikes Peak. Die Aussicht von diesem Gipfel, die der Verfasser im Jahre 1891 genoß, erinnert an den Kamm

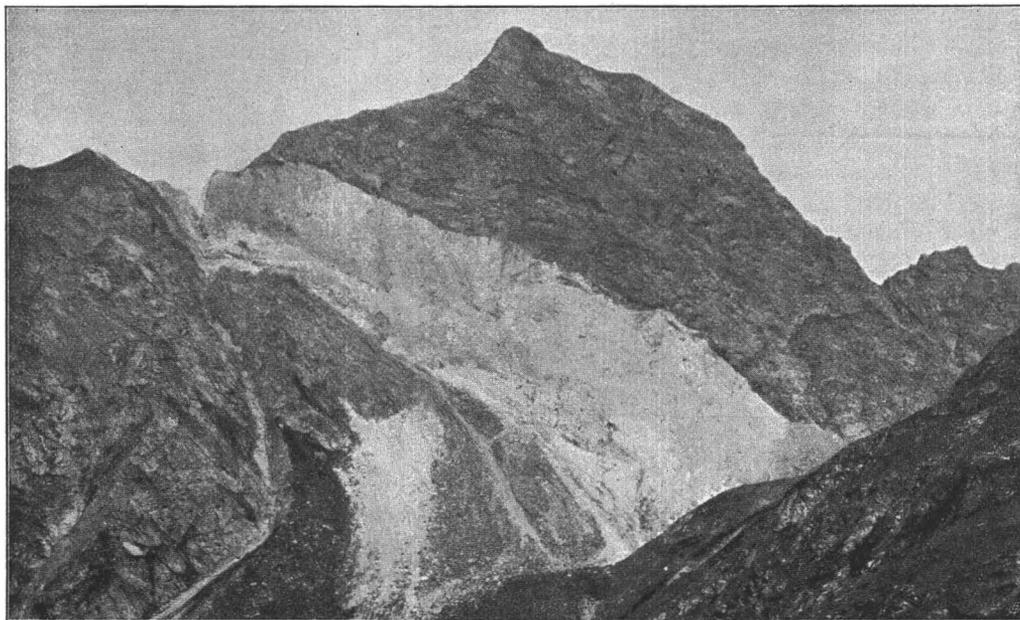


Abb. 6. Gurtelwand bei St. Martin am Schneeberg.

Der helle, eingefaltete Triasdolomit, der ursprünglich deckenartig aufgelagert war, bildet inmitten des dunklen Glimmerschiefers eine Steilwand.

des Riesengebirges in unendlicher Verlängerung und häufiger Wiederholung — unterbrochen von den Hochflächen der sogenannten »Parks«. Hie und da die Andeutung eines tiefeingerissenen Cañons, nirgends ein Gletscher oder ein Firnfeld! Hinter der Bedeutung der gegenwärtigen Gletscher tritt also — wie das Beispiel der Rocky Mountains beweist — die Wichtigkeit einer früheren Vergletscherung zurück. Immerhin prägt sich der Stempel einer alten Eiszeit und ihrer Rückzugsstadien deutlich und unmittelbar innerhalb der Alpen aus in:

1. Der Seengebilde (für welche andere Gründe, Bergstürze etc., viel weniger bedeutsam sind);
 2. Der Abschleifung der Bergsockel und Talhänge;
 3. Der Anhäufung von Moränen und fluvioglacialen Schotterterrassen.
- Eine mittelbare Folge der Vergletscherung ist:
4. Die Übertiefung der Haupttäler im Inneren der Alpen durch Wirkung der Schmelzwässer der großen Gletscher.

Zunächst ist eine Frage von allgemeinerer Bedeutung zu erörtern, die auf die eigentliche große Eiszeit (siehe die unten folgende Tabelle) Bezug nimmt.

Die alte Glacialformation der Umgebung Innsbrucks hat für die Kenntnis der klimatischen Änderungen jener Zeit besondere Bedeutung erlangt.

Die nördlich von Innsbruck entstehende Höttinger Breccie¹⁾ ist eine zwischen zwei alten (d. h. eiszeitlichen) Moränen gelagerte, verhärtete Gehängebildung. Die innerhalb der Breccie gefundene Flora trägt einen etwas südlichen Charakter. Auf kälteres Gebirgsklima deutet hingegen eine zwischen der tieferen Moräne und der Breccie aufgeschlossene — also ebenfalls interglaciale — Mergellage mit Landschnecken, die entweder alpinen oder nördlichen Charakter tragen.

Der Gegensatz zwischen tier- und pflanzengeographischen Erwägungen löst sich vielleicht, wenn wir die Vegetationsverhältnisse am Rande der tief herabreichenden Alaskagletscher ins Auge fassen.

Die Gletscherzunge der eiszeitlichen Gletscher war gewiß häufig von der Zwergflora der arktischen und hochgebirgischen Entwicklung umgeben, deren erhaltungsfähigste Vertreter die Zwergweiden, die Zwergbirke (*Betula nana*) und *Dryas octopetala* sind. Aber es ist, wie neuere Untersuchungen in dem Alpengebiet des Eliasberges in Alaska ergaben, ebenso häufig eine typische Waldvegetation an und sogar auf dem Gletschereise zu beobachten.

Nach einem englischen Reisenden, Seton-Karr,²⁾ tragen die Moränen, welche die Gletscheroberfläche an der Jcy Bay (Mt. Elias) überdecken, ihrerseits Wälder und Unterholz von großer Dichtigkeit. Der kräftig entwickelte Wald besteht aus Balsamfichten, Kiefern, Erlen, Weiden, Birken und Ahornbäumen, das Unterholz aus Heidelbeergestrüpp; stellenweise ist das Dickicht so undurchdringlich, daß es den Reisenden viele Stunden Arbeit kostete, um eine englische Meile vorwärts zu kommen. Die äußerst langsame Bewegung des Gletschers der Jcy Bay erklärt die Möglichkeit, daß der Wald auf dem Eise selbst über der als Isolierschicht wirkenden Moräne fortkommt. (In ganz ähnlicher Weise trägt auch der ständig gefrorene Untergrund Nordsibiriens eine nicht unbeträchtliche Pflanzendecke.)

Die Ausdehnung des auf dem Eise wachsenden Waldes beträgt nach der Karte nicht weniger als 15—20 englische Quadratmeilen, würde also im vertikalen und horizontalen Sinne durchaus zur Bildung eines interglacialen Lagers von Pflanzenabdrücken (Hötting) oder Torfkohlen hinreichen.

Auch die ungeheuren Stirnmoränen des an demselben Gebirge etwas höher liegenden Agassizgletschers sind von Birken, Weiden und Kiefern bedeckt; trotzdem hier der Baumwuchs von dem vorrückenden Gletscher unterpflügt wurde, war der Wald dicht, schwer zu durchschreiten und immerhin noch eine englische Meile breit. Selbst als die Reisenden nach dem Überschreiten der unteren Eisfelder und Geröllflächen sich der Basis des Berges näherten, zeigten die Hänge der letzten Höhenkette noch grüne, grasige Hänge, mit Waldflecken an ihrem Fuß: »Es erschien wie ein verbotenes Paradies, welches nie zu erreichen war.«

Der Botaniker Drude schließt aus diesen Beobachtungen mit Recht, daß in der Küstenstrecke Alaskas, dessen Jahresisotherme +4 bis +6° C. beträgt, dessen Januarmittel auf —8°, dessen Juliwärme auf +14° zu veranschlagen ist, die alpine Region zwischen Wald und Eis so gut wie vollständig verschwindet; d. h. Wälder

¹⁾ Das große Werk von A. Penck und E. Brückner über die »Alpen im Eiszeitalter« enthält auf S. 383—391 eine sehr eingehende Darstellung aller auf das Vorkommen der Höttinger Breccie bezüglichen Beobachtungen. Ein der Höttinger Breccie vergleichbarer, versteinertes Gehängeschutt lagert oberhalb Sterzing am Brunnhof, zeigt aber keine Beziehungen zu jüngeren Moränen.

²⁾ Alpine Regions of Alaska, Proceedings of the Royal Geographical society IX., S. 269—271 und 275.

und Gebüsche treten mit dem Gletschereise in die unmittelbarste Berührung. Deutet doch das Wachstum der Gletscher weniger auf große Kälte als vielmehr auf nasse Winter hin. Ganz übereinstimmende Beobachtungen liegen aus dem antarktischen Süden vor, wo z. B. die subtropischen Baumfarne Neuseelands fröhlich am Gletschersaume gedeihen.

Es liegt somit nahe, das Interglacialprofil von Hötting nicht durch einen jähen Temperaturumschwung einer Interglacialzeit als vielmehr dadurch zu erklären, daß die alpine (d. h. die waldlose) Zone im Innern des Gebirges infolge bedeutender Niederschläge verschwand. Gletscher und Baumwuchs treten in unmittelbare Berührung und bei einer Oscillation des Gletscherstandes wurde die pflanzenführende Schicht von Hötting zwischen zwei Moränen eingeschlossen.

1. Die Hochseen.

Die kleinen alpinen Hochseen, zu denen die Wasseransammlungen des Brennergebietes ausnahmslos gehören, sind zum größten Teile das Werk einer früheren ausgedehnten Vergletscherung. Die Erosion des fließenden Wassers ist unausgesetzt bestrebt, die Seen abzuzapfen oder durch Schutt auszufüllen; ebenso arbeitet das Wachstum der Torfmoose auf die Ausfüllung der Seebecken mit Torf hin. Andererseits schafft die Ausschleifung oder Auskolkung (Corrasion) der schuttbeladenen Eisströme Vertiefungen im anstehenden Fels (die kleinen Seen am Steinacher Joch); hinter dem Walle der Endmoräne bildet sich ein Stausee (Pfurensee, Ridnaun; Griesbachalpe, Brenner¹⁾ oder auf der unregelmäßigen, schuttbedeckten Moränenfläche bleiben kleine, seeähnliche Wasserbecken zurück.

Die Mehrzahl der kleinen Hochseen der Zentralalpen gehört einer dieser drei Typen an; seltener sind die Beispiele, wo ein Bergsturz eine dauernde Wasseransammlung im Tale schafft. Auch durch Murbrüche werden Seen aufgestaut, aber fast ausnahmslos rasch wieder entleert. Selten erscheinen im Innern der Alpentäler Seenbildungen, die auf unregelmäßige Arbeit der normalen Erosion und Aufstauung der Bäche und Flüsse zurückzuführen sind. Solche Seen (zu denen z. B. der Pressekersee bei Hermagor im Gailtal gehört) fehlen in den Zillertaler und Ötztaler Alpen ebenso wie die größeren Seenflächen, die dem Gebirgsrande eigentümlich sind. In verhältnismäßig wenigen Fällen läßt sich ein Riegel härteren Gesteins als Grund der Seebildung nachweisen; so hat im obersten Passeier unterhalb St. Martin der alte Gletscher hinter einem Riegel von hartem Granatglimmerschiefer ein Seebecken, $\frac{1}{2}$ km lang, $\frac{1}{4}$ km breit, ausgeschürft, das jetzt allerdings vollkommen zugetorft ist.

Der Sonnes- oder Sandessee am Westfusse des Tribulauns ist ein glacialer Corrasionssee; etwas oberhalb ist eine Mittelmoräne aus dem letzten Rückzugsstadium der postglacialen Gletscher besonders deutlich entwickelt. Ebenso ist der Schwarzsee oberhalb St. Martin (Passeier) ein flaches, im Glimmerschiefer ausgekliffenes Becken (Abb. 7).

Der vordere der kleinen Obernbergerseen ist durch einen vom Obernberger Tribulaun ausgegangenen Bergsturz (nicht durch Moränen) aufgestaut worden. Der unregelmäßige Umriß des Gewässers, kleine Inseln und gewaltige Blöcke, deren Begrenzung der Beobachter in dem klaren grünlichen Wasser deutlich wahrnimmt, deuten auf diese Entstehung ebenso hin, wie die Narbe, welche noch jetzt hoch oben am Gehänge sichtbar ist. Historische Nachrichten über den Bergsturz liegen nicht vor.

¹⁾ Die große Zahl der kleinen Seen und Lachen macht ein Eingehen auf Einzelheiten unmöglich.

Auch im obersten Passeiertal deutet ein ebener Talboden und der Name des »Seewirtes« auf einen kleinen See hin, der durch einen Bergsturz aufgedämmt war und etwa um das Jahr 1810 abgelaufen sein soll.

Der Brennersee.

Der Zentralpunkt des ganzen Untersuchungsgebietes, der Brennersee, verdankt wesentlich einem Bergsturz seine Entstehung:

1. Zunächst haben die zusammenströmenden Gletscher des heutigen Sill- und Vennatales ein Becken ausgearbeitet.

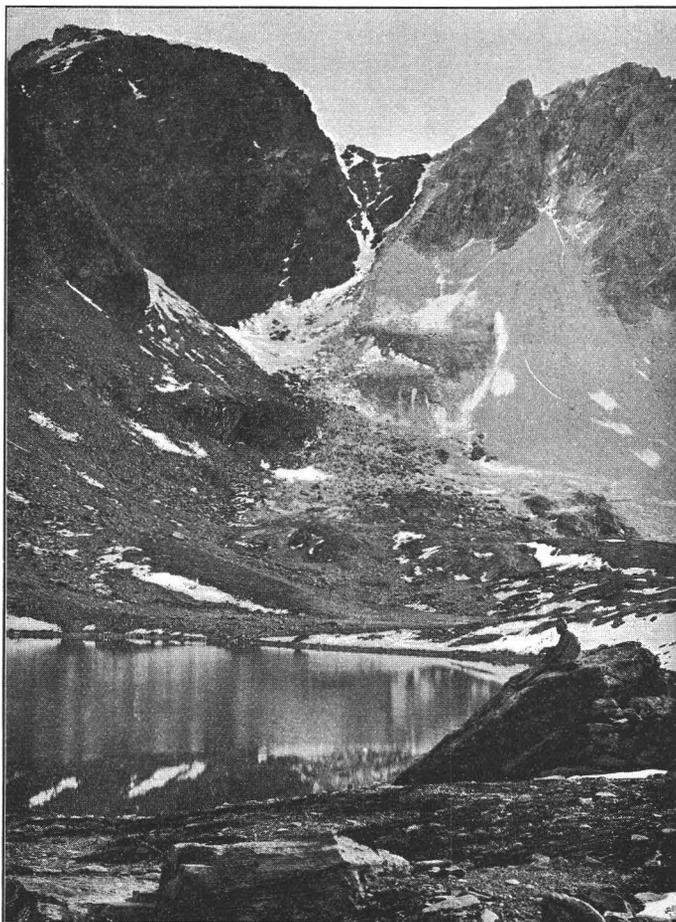


Abb. 7. Schwarzseespitze und Schwarzsee bei St. Martin am Schneeberg. Glacialer Corrasionssee. Im Hintergrunde Schwarzseespitze und Moarer Weiße, zwei Einfaltungen von Triasdolomit im Glimmerschiefer.

2. In postglacialer Zeit erfolgte an dem jetzigen Ausfluß des Sees ein verhältnismäßig wenig ausgehnter Bergsturz von der westlichen steilen Wand. Die Sturzhalde ist zwar von der Bahn aus nicht als solche wahrnehmbar, macht sich aber in der unregelmäßigen Oberfläche und dem Hervortreten zahlreicher Blöcke neben der Landstraße geltend (vergl. die Karte). Eine von dem östlicher gelegenen Padaunkofel stammende Schutthalde ist bedeutungslos, die Aufdämmung wurde ausschließlich durch den Bergsturz veranlaßt.

3. Der Sillbach durchbricht den Bergsturz jetzt in einem anmutigen Wasserfall, war aber wegen der nicht sehr beträchtlichen Wassermenge und der mangelnden Geschiebeführung bisher nicht imstande, denselben zu durchnagen.

4. Viel bedeutsamer für das allmähliche Verschwinden des Sees sind die Deltabildungen des Venna- und Sillbaches, die schon einen wesentlichen Teil zugeschüttet haben.

Bedeutsamer als die kleinen Hochseen der Gegenwart sind für das Antlitz des Gebirges die großen Staubecken, welche aus dem vorletzten Stadium des Gletscherrückzuges (»Gschnitz-Stadium«)¹⁾ stammen. Die großen ebenen Talflächen,

¹⁾ Die allmähliche Abzapfung des Sees wird durch die zwei Terrassen verdeutlicht, welche auf dem kleinen Textbild Seite 17 sichtbar sind. Im Hintergrunde des langgestreckten Talbodens verschwinden die Terrassen zwischen den mehr und mehr hervortretenden Rundhöckern.

die entweder versumpft (Außer-Pfitsch, 1380 m) oder bei gleichzeitiger Terrassenbildung entwässert sind (Inner-Ridnaun, 1350—1380 m, Obernberg und Gschnitz), waren ehemals Seebecken und sind durch die höchst ansehnlichen Moränen inneralpiner Talgletscher aufgestaut worden (Abb. 10, S. 17).

In den längeren, mit flachem Boden versehenen Tälern, in welchen der Eisrückzug langsam erfolgte, war Zeit zur Bildung einer Stirn- und eines Staubeckens vorhanden; in dem kürzeren, steiler geneigten Pflerschtal ging der Rückzug zu schnell vor sich und in dem längsten, dem Stubaital, brachte vermutlich wieder die große Menge der Schmelzwässer eine gründliche Zerstörung der Stirn- und Staubecken zuwege, von der bei Mieders nur noch geringe Reste sichtbar sind.

Die Schotterterrasse, auf der Telfes liegt, gehört vermutlich einem älteren Stausee (dem des Silltales) an. Wenn endlich das vorübergehend das untere Stubai erfüllende

Serles

Saile



Abb. 8. Innsbruck von der Weierburg. Glaciale Innterrasse.
Im Hintergrunde die Kalkberge Serles und Saile, deren schroffe, verschneite Abstürze ein Emporragen über die alten Eisströme andeuten.

Wasserbecken Reste in Form von Sedimenten hinterlassen hat, so sind dieselben sicherlich unter den weit ausgedehnten Schuttkegeln von Medrats und Vulpmes begraben.

2. Die alten Eisströme und die Abschleifung der Bergsockel.

Die Höhe der alten Eisströme ist in den Talzügen der Alpen an der Abrundung der Felsen an vielen Stellen erkennbar.¹⁾ Die großen Haupttäler sind von ganzen Streifen abgerundeter Berge umgeben, über denen sich erst die durch jüngere Wandverwitterung geschaffenen Steilformen erheben. Der Blaser, 2244 m, zeigt besonders auf der Stoßseite des alten Gschnitzgletschers die abgerundeten Formen der glacialen Abhobelung. Das Kalbenjoch, 2382 m, scheint in seinem obersten Teile über die Eisfläche emporgeragt zu haben, wie die steilere Neigung erkennen läßt. Erst die

¹⁾ Vergl. E. Richter: Geomorphologische Studien in den Hochalpen. Peterm. Mitt. Erg.-H. 132, 1900, und über das Gschnitztal auch die Studien F. von Kerners.

Gipfelpyramide der Serlesspitze ragte (wie das Bild Innsbruck von der Weiherburg, S. 13, erkennen läßt) deutlich als Nunataker über den alten Eisstrom empor, dessen größte Höhe hier also etwa 2300 *m* betrug. Auch der gegenüberliegende Höhenzug des Steinacher Joches zeigt bedeutende Abrundung, die hier sogar noch weiter hinauf (bis 2400—2500 *m*) geht. Doch besteht dieses Gebirge aus weichen, quarzarmen Schiefen der Steinkohlenformation, die schon lediglich durch leichtere Verwitterung gerundete Formen annehmen.

Zur Beobachtung der alten Eisstromhöhe ist demnach möglichste Gleichartigkeit des Gesteins erforderlich, wie sie die Trias-Dolomite der anderen Talseite und, mehr im Inneren der Zentralalpen, vor allem die Gneisgranite des Zillertaler Massivs besitzen. Auf den ins Auge fallenden Gegensatz der gerundeten Hänge und der steilen Wände wurde ich vor allem im oberen Teile des Zammergrundes an der Nordecke des das Schrammacher Kar (= Grohwand Kees) begrenzenden Grates aufmerksam. Die Höhe des Felszahnnes beträgt 2544 *m* (Alpenvereinskarte, oder 2551 *m* G.-St.-K.), der Sockel desselben liegt etwa 2500 *m* hoch. Unter dem Zacken liegt eine flach abfallende Terrasse, die bei 2231 *m* (G.-St.-K.) wieder in steileres Gehänge übergeht. Man gewinnt ohne weiteres den Eindruck, daß der Nordzacken des Grates als Nunataker über das Eis hervorragte. Die flachere Terrasse zwischen 2500 und 2231 *m* entsprach der stärkeren Verwitterung im Bereiche des wechselnden Eisstandes, das tiefer liegende steilere Gehänge der durch Schmelzwasser geschaffenen U-förmigen Austiefung des Taltroges.

Stellt man im Zammer-, Zemm- und Schlegeisgrund die Sockelhöhen der Wände zusammen, so ergibt sich ¹⁾ als Durchschnittszahl 2500 *m* als die Basis der Nunataker. Diese Mittelzahl zeigt einen bezeichnenden Unterschied. Im Inneren des Gebirges, nahe der Höhenlinie der Kämme, treffen wir Zahlen über 2500 bis 2600 *m* (am Pfitscher Joch, Ochsnerkar, Talgenköpfe im Schlegeisgrund). Nach außen zu sinkt die Basis der Nunataker bis auf 2500 *m*, weiterhin bis zu 2400 *m* abwärts; am Ausgange des Gschnitztales beobachteten wir 2300 *m*. Die Oberfläche des quartären Eises lag also im Zentrum der Zillertalergruppe zwischen 2600 ²⁾ und

¹⁾ Die Höhe der Nunataker im Zillertaler Gneisgranit (d. h. Unterkante [Basis] der unabgeschliffenen Gesteinswände und Zacken) beträgt:

Zammergrund	}	Westecke des Stampfkeeses	2535
		Ostecke desselben (Höhe der Zacken 2667 <i>m</i>)	2600
		Oberes Schrammacherkar (= Grohwand Kees):	
		Südecke	2538 (2543 G.-St.-K.)
		Nordzacken	2544 (2551 G.-St.-K.)
		Rotmooskar (Basis der Wand)	2500
Zemmgrund	}	Unteres Schrammacherkar (Basis der Nordwände)	2500
		Basis der Wand im Süden des Riepenkars	2400—2500
		Wand im Norden der Birglbergalpe (Südostgrat der Realspitze) .	2400
		Basis der Wände im Norden der Patzeralpe	2500
		Basis der Wände des Nestkars	2500
		Basis der Wände des Schrambachkars	2400—2500
		Kleiner Ingent (Basis der Wände an den Nordzacken)	2500
		Basis der Wände am Westzacken	2500
		Ochsnerkar (Basis der Westwände)	2500—2600
		Schönbichlergrat (Basis der Wände)	2500
Schlegeisgrund	}	Hochsteller (Basis der Wände des Nordostgrates)	2400
		Kleiner Greiner, Nordwestgrat	2400
		Kleiner Greiner, Südwestgrat	2400—2500
		Großer Greiner, Westgrat	2500
		Talgenköpfe, Westsüdwestgrat	2500—2600

(Vergl. auch A. Penck, Alpen im Eiszeitalter S. 277, und für das Ansteigen des Eises im Zillertal, S. 281.)

²⁾ Das bekannte Gesetz der Zunahme der alpinen Vergletscherung von Ost nach West bewahrt sich nicht vollständig in der Sockelhöhe der ehemaligen Nunataker; dieselbe liegt z. B. im Oberengadin bei 2900 *m*.

2998 m



Abb. 9. Die »Karlweiße« bei St. Martin am Schneeberg. (Triasmarmor im Glimmerschiefer eingefaltet.)

2400 m, durchschnittlich 2500 m, und senkte sich ganz gleichmäßig wie ein flacher Schild von innen nach außen. Ein ganz analoges Ansteigen zeigt die Eisgrenze im Ötztal (A. Penck, Alpen im Eiszeitalter, S. 279), wo sie sich von 2300 m am Talaustritt auf 2500 bis 2600 m im Söldener Talbecken und auf ca. 3000 m am Niederjoch hebt und bei St. Martin wieder auf 2600 m sinkt (Abb. 9).

Im Zusammenhang mit dem hohen Stande der Eisströme in der Zentralzone des Gebirges steht die Frage der Richtung der Eisbewegung am Brenner. Das früher angenommene Südwärtsfließen des Inntaler Eisstromes über den Brenner¹⁾ scheint gar nicht oder nur in geringem Maße erfolgt zu sein. Hingegen floß aus den äußersten Verzweigungen des Zillertales das Eis über die in südlicher Richtung geschrammten Rundhöcker des Pfitscher Joches nach Süden, entsprechend der Eisstromhöhe von 2500 m.

3. Moränen und Schotterterrassen.

Von besonderer Wichtigkeit für die Modellierung im Inneren des Gebirges sind die Rückzugsstadien, d. h. die von kleineren Vorstößen unterbrochenen Ruhepausen im Rückzug der Eiszeitgletscher. Die gewaltigen Schuttmassen, welche die Gletscher der eigentlichen Eiszeit am Fuß der Alpen niedergelegt haben, veranschaulichen den Massenverlust, den eine totale Vereisung bedingt. Aber in den Formen des Gebirgsinneren begegnen wir wesentlich den Spuren kleinerer »postglacialer« Vereisungen. Glaciale Schotterterrassen und die unregelmäßigen Hügel

¹⁾ F. v. Kerner, Verschiebungen der Wasserscheide im Wipptal, Sitz.-B. Akad. Wien, Math. nat. Kl. C. Abt. I, 1891, S. 448.

der Moränenlandschaft bilden zusammen mit jüngeren Schuttkegeln und Alluvialebenen die vorherrschenden Züge im Antlitz der Alpentäler. Aber auch für die höheren Erhebungen sind die jungen Moränen von Wichtigkeit, wenn sie auch nicht allzu bedeutsam für die Form der Berge werden. Hängt doch das Gedeihen der Alpweiden und damit die Besiedelung des Gebirges in erster Linie von dem Vorhandensein der Moränen in und über der Waldgrenze ab; auch in den Tälern sind Moränen und Schotterterrassen ebenso wie die Schuttkegel die Träger der Kultur im Gegensatz zu dem versumpften oder vertorften ebenen Talboden.

Die Rückzugsstadien der großen Vergletscherung.

Dem Abschluß¹⁾ der letzten allgemeinen (Würm)-Vereisung folgte eine gletscherarme oder nahezu gletscherlose Zeit (Achen-Schwankung, Penck) während eines Klimas, welches etwas wärmer und viel trockener war als das jetzige (Steppenzeit Mitteleuropas = Achen-Schwankung, A. Penck. Vergl. A. v. Kerner, Sitz-Ber. Wien, Ak. I. Abt., 1888). Erneute Gletscherbildung in der Hochgebirgsregion und mannigfache Gletscherschwankungen kennzeichnen die prae-historische Zeit der Alpen (Bühl-Vorstoß, Gschnitz- und Daun-Stadium, A. Penck). Diesen letzten Oscillationen gehören Moränenwälle von überaus frischer und guter Erhaltung an, welche in Höhen von 2000 *m* an aufwärts liegen und nicht mit den oft in gleicher Höhe befindlichen Blöcken des alten Landeises verwechselt werden dürfen.

Besonders auffällig ist die Form dieser jüngsten Moränenwälle dort, wo zur Zeit Gletscherbildungen fehlen (Pferscher Pinkel, Pfunsee im Ridnaun u. s. w.).

Die glacialen, hoch über den heutigen Flußtälern lagernden Schotter haben sich im Inneren eines Gebirges nur dort in größerer Mächtigkeit abgesetzt, wo der rascher vorrückende Gletscher des einen Tales die in einen anderen einmündenden, vom Nebental herabrinneenden Schmelzwasser zu einem Eissee vorübergehend aufstaute. Während des Gletscherrückzuges treten dieselben Seebildungen erneut in analoger Weise auf: Der aus einem größeren Firngebiet stammende Hauptgletscher wird die Einwirkung des trockenen und wärmer werdenden Klimas weniger rasch an seiner Zunge verspüren, als der kürzere Gletscher des Nebentales. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß der in einem wenig ausgedehnten Firngebiet wurzelnde Sillgletscher sich früher und in rascherem Tempo zurückzog als der Eisstrom des Inntales und daß der letztere somit während der Rückzugs- und ebenso während jeder Vorstoßperiode das untere Silltal — wenn auch nur vorübergehend — zu einem See aufstaute.²⁾ (Vergl. Abbild. 11.)

Etwas anderes ist das Verhältnis des kurzen, aber in einem hohen und firnreichen Gebiet wurzelnden Zillergletschers zu dem längeren Inngletscher. Während des der Achenseeschwankung³⁾ folgenden Gletscherwachstums wird der Zillergletscher rasch vorstoßen und das Inntal bei Jenbach eher erreichen als die Zunge des langsamer fließenden Hauptfeners. Die Stauungsvorgänge betreffen hier also — ausnahmsweise — das Haupttal, und die mächtigen Schotter wurden in dem alten Eisstausee abgelagert, dessen Sedimente die Fläche der lieblichen Mittelgebirgsterrasse überkleiden. Die Länge des Inntaler Sees betrug 70 *km* bei einer mittleren Breite von 3,5 *km*. Der lokale Charakter der Mittelgebirgsterrassen ergibt sich am deutlichsten aus dem Fehlen derselben in der Mehrzahl der Alpentäler: Nur im Gailtal, dessen Schmelzwasser durch den Zusammenfluß der ausdauernden und mächtigen

¹⁾ Vergl. F. v. Kerner, Verhandl. G. B. A. 1894, S. 268.

²⁾ Das Verdienst, auf diese Verhältnisse hingewiesen zu haben, ist ganz besonders den Arbeiten von Blaas, sowie den Studien von Penck zuzuschreiben.

³⁾ Vergl. die unten folgende tabellarische Übersicht.

Julischen- und Draugletscher aufgestaut wurden, beherrscht die Mittelgebirgsterrasse in ebensolcher Weise wie bei Innsbruck das Profil des Tales. Aber im Drautal, Rienz-, Save- und Fellatal, an der Etsch, am Tagliamento und überall in den nördlichen Tälern mit offener Abflußrichtung fehlt die bezeichnende Terrassenbildung.

Das Mittelgebirge des Inntales zwischen Station Kematen und Ober-Perfuß besteht ausschließlich aus geschichteten Bildungen, Sand oder Geröll; zwei Terrassen, die obere 840—880 *m*, sind ziemlich deutlich unterscheidbar. (Vergl. Abb. 8.)

Von Mutters aus ziehen sich die glacialen Schotterterrassen in das Silltal und weiterhin in das Stubai hinein; bei Lach, gegenüber der Haltestelle Untersberg, lagert lößartiger Lehm in einer Mächtigkeit von 2 *m* auf dem Schotter, der hier in schöne, von der Straße und der Bahn sichtbare Erdpyramiden zerschnitten ist. Während die Terrassen des Mittelgebirges nur bis ca. 900 *m* ansteigen, liegt ein isoliertes Vorkommen noch bis 1300 *m* am Adelhof bei Axams.

Die Glacialschotter werden von Moränen bedeckt, die bei Mutters und den oberhalb des Ortes liegenden Nockhöfen beginnen und ebenfalls ununterbrochen um das Gehänge der Saile herum in das Stubai, sodann in das Seitental der Schlickeralpe hineinziehen. Zwischen Rieß und Riedbach sind Kalke mit deutlicher Schrammung und Kritzung als Geschiebe vorwiegend. Zahlreiche große Glimmerschieferblöcke lagern oberhalb Rieß.

Die zahlreichen, dem eigentlichen Mittelgebirge aufgesetzten Moränenhügel zwischen Grinzens und Götzens heben sich durch ihre Form scharf von der ebenen Terrassenoberfläche ab, sind aber auf der kleinen Kartenskizze nicht darstellbar gewesen.

Glaciale Schotterterrassen sind ähnlich wie im Norden so auch im Süden des Brenners entwickelt, wenn auch das Phänomen hier nicht die gleiche Bedeutung beansprucht und daher kartographisch in dem Maßstabe der Skizze nicht wiederzugeben war. Bei Gossensaß (im Orte) und etwas unterhalb bei Straßberg (1062—1155 *m*), bei Ober- und Unterried sind Terrassen entwickelt, während Moränen weiter aufwärts am Gehänge bei Tennewies, Ried, Schmuders und dem Braunhof wahrnehmbar sind. Unterhalb der Terrassen liegen bei Straßberg und Ried Schuttkegel, in welchen die Eisenbahnlinie schöne, bezeichnende Aufschlüsse geschaffen hat.

Die Entwicklung der Glacialterrassen erklärt sich ohne Schwierigkeit durch

die Aufstauung eines Sees oberhalb des Zusammenflusses der alten Eisströme des Ridnauer und Pfitscher Tales und gehört wahrscheinlich dem Stadium des Inntalgletschers (2) an. Wie schon die heutige Ausdehnung der Gletscher besonders in dem ersteren Gebiete klar erkennen läßt, waren dieselben viel bedeutender als die Eismassen der südlichen Bren-

Feuerstein



Abb. 10. Inner-Ridnaun.

Alter Seeboden mit zwei übereinanderliegenden Terrassen (SW.).



Abb. 11. Steinach gegen Süden. Fluvioglaciale Terrassen des Silltales.

nerfurchen. Bei dem allgemeinen Rückgang des Eises mußte der Ridnaungletscher die Abflüsse des rascher eisfrei werdenden Pflersch- und Eisackgebietes aufdämmen.¹⁾ Während der allmählichen Entleerung des Sees setzten sich die in verschiedener Höhe liegenden Terrassen ab.

Eine jüngere glaciale Schotterterrasse zieht von Matrei in die Mündung des Navistales und ist besonders am südlichen Talausgang gut ausgeprägt, wo auch noch eine tiefere Terrasse undeutlich sichtbar ist; am nördlichen Ausgang des Navistales beobachtet man besonders deutlich die talwärts gerichtete Absenkung der Terrasse. Die Entstehungszeit fällt (nach A. Penck) ebenso wie die der Steinacher Terrassen in das Stadium der inneralpinen Talgletscher.

Die bei Steinach besonders schön und deutlich entwickelten Glacialterrassen, welche durch die Abb. 11 veranschaulicht werden, reichen in das Gschnitztal hinein und enden hier etwa $\frac{1}{2}$ km vor der St. Antonskapelle bei 1250 m Höhe. Weiter oberhalb des Ortes Trins im Padastertal findet sich eine deutliche Terrassenbildung in 1400 m Höhe. Dieselbe ist als lokale Glacialterrasse zu deuten, deren Gletschersee durch den Eisstrom des Haupttales aufgestaut wurde. Terrassen, welche sich unterhalb der Trinser Endmoräne in einer Höhe von ca. 1200 m oberhalb des Gschnitzbaches finden, dürften als Flußterrassen zu deuten sein.

Das drittletzte (»Gschnitz«) Rückzugsstadium der alpinen Talgletscher hat im Gschnitztal einen 17 km langen, im Stubaital einen 28 km langen Gletscher entwickelt; die demselben Stadium entsprechenden Eisströme waren in den beiden Ästen des Ridnauntales 13 und 17 km, im Pfitschtal 20 km lang. Der entsprechende Eisstrom im Obernberg war entsprechend der geringeren Länge des Tales weniger ausgedehnt. Aber die Moränen, auf denen das Dorf (1388 m) erbaut ist, wetteifern an Deutlichkeit mit denen des Ridnaun- und Pfitschtales. Jedoch zeigen die beiden letzteren die großartigste Entwicklung sowohl hinsichtlich der Masse des aufgehäuften

¹⁾ Eine durchlaufende Barre festeren Gesteins, die von anderen Forschern als Erklärung aufgeführt wurde, ist in der Gegend von Sterzing nicht vorhanden.

Pferscher Gschnitzer
 Tribulaun

Schwarze Wand

Roslauf

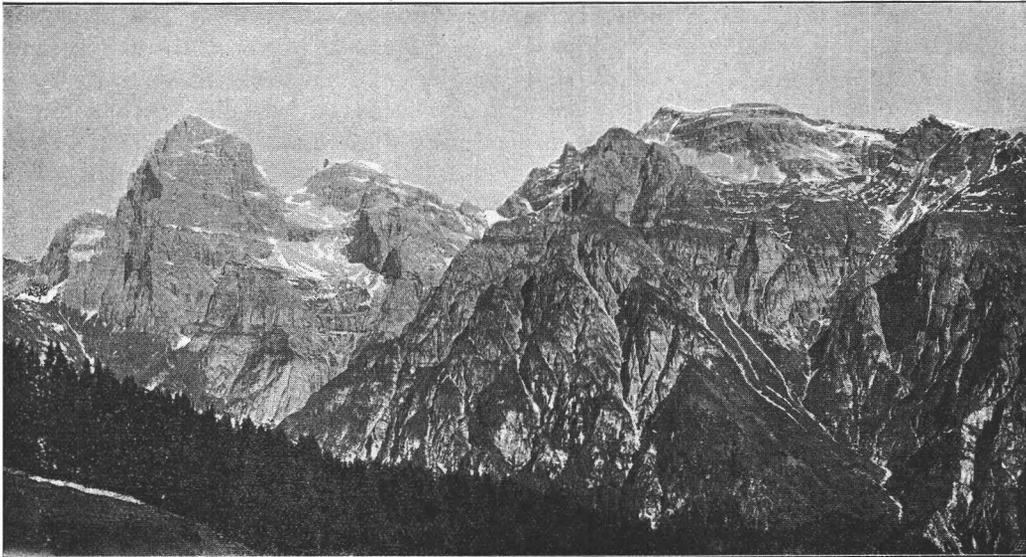


Abb. 12. Tribulaun vom Pferschtal. (Der Pfeil bezeichnet die Lage des Sandessees.)

Materials, als hinsichtlich der Größe des von den Stirnmoränen aufgestauten Sees. Die in diese Moränen eingeschnittene Abzugsrinne der Flüsse legt die Struktur einer alten Moräne klar. Die gewaltigen, beinahe hausgroßen Blöcke und kleinere Trümmer in regellosester Anordnung sind besonders »In der Wöhr« im Pferschtal oberhalb Afenz prachtvoll sichtbar.

Alte Moränen. Die östliche Fortsetzung der Ridnauner Staumoräne ist auf dem Nordgehänge des unteren, übertiefen Talbodens zu suchen. Der Südabhang des Roßkopfzuges zwischen Vall Ming, dem unteren Pferscher- und Ridnauntal ist bis weit hinauf mit Moränen bedeckt, die also dieselbe Lage haben wie die Moränen des Obernbergertales. Der vorherrschende Granatenglimmerschiefer, welcher das Gebirge zusammensetzt, tritt nur im höheren Teile der Alpen und in einigen Bachrissen zutage; die Mächtigkeit der Moränen ist so bedeutend, daß z. B. der 20 m tief eingeschnittene, gegenüber Ratschinges mündende Graben nicht bis auf das Grundgestein hinabreicht.

Für die Berechnung der früheren Schneelinien nimmt Penck einen Mittelwert zwischen der Höhe der Endmoränen und der Kammhöhe des zugehörigen Firnbeckens an. Da bei großen Gletschern die Endmoränen tiefer herabreichen als bei kleineren, ist bei ersteren eine Höhe anzunehmen, welche über dem absoluten Mittelwert liegt, während sie bei den letzteren hinter diesem zurückbleibt.

Bei einem Vergleich der gleichzeitigen Gletscher-Stillstände ist ferner davon auszugehen, daß bei nördlicher Lage in demselben Tal die Gletscher tiefer hinabreichen als bei südlicher; endlich bedarf es kaum einer Erwähnung, daß jetzt wie früher Hängegletscher, große und kleine Talgletscher vorhanden waren, deren Endmoränen bei gleichem Stande der Schneelinie in sehr verschiedener Höhe liegen konnten.

Die von einzelnen Vorstößen unterbrochene Rückzugsperiode der Alpengletscher wird auf Grund der Untersuchungen verschiedener Beobachter von A. Penck in vier, in der folgenden Tabelle aufgezählte Phasen¹⁾ gegliedert.

¹⁾ In der Bezeichnung ist der Name Gschnitzstadium Pencks durch die bereits vorhandene charakteristischere Bezeichnung »Stadium der inneralpinen Talgletscher oder kürzer der Talgletscher«

Abgesehen von den von Penck unterschiedenen vier Gletscherrückzugsstadien ist noch ein fünftes auszuscheiden, dessen Schneelinie nur 200 *m* unter der heutigen liegt. Daß in dieser Höhe der Gletscherrückgang noch einmal für einige Zeit pausiert hat, geht schon aus der Statistik hervor. In dem genau (1:25000) aufgenommenen Gebiet sind 44 Endmoränen von früheren Hängegletschern oder kleineren Talgletschern unterschieden worden, die in einer Höhe von mehr als 2000 *m* liegen. Unter diesen 44 End- und Ufermoränen liegen wieder 14, bzw. 18¹⁾ zwischen 2400 und 2500 *m* oder 'noch höher, d. h. in derjenigen Höhenstufe, die der Schneelinie des Daunstadiums fast genau entspricht. Es ergibt sich hieraus, daß mehr als einem Drittel dieser höchstgelegenen Hängegletscher ein Ruhestadium²⁾ entspricht, das man nach der schönen Mittelmoräne des Sandeseees am Fuße des Tribulauns als Tribulaunstadium bezeichnen könnte. (Siehe den Anhang »Moränen des Daun- und Tribulaunstadiums« und Abb. 12.)

Besonders bezeichnend ist der Endmoränen-Stausee der Griesbergalpe am Brenner; die Moränen liegen zwischen 2600 und 2400 *m*, während der angrenzende Kamm nur 2700 *m* Höhe besitzt; hier würde die Schneelinie des Daunstadiums noch unter der Moräne liegen.

4. Praeglaciale Täler und die Übertiefung der Haupttäler.

Die terrassenartigen Hochflächen der Steinalpe (1737 *m*), der Aigner Alpen (ca. 1600 *m*) und der Ortschaften Nöblach und Stafflach (1400—1350 *m*) bilden einen praeglacialen, nach Norden rasch absinkenden Talboden, der aus anstehendem Gestein besteht und in der Silltal- und Brennerfurche 300 *m* tief eingeschnitten (übertieft) ist. Die Talleisten der Stein- und Aigneralpe entbehren glacialer Ablagerungen, zeigen aber die glacialen Rundhöcker desto deutlicher.

Auf der Aigneralpe ist eine mediane Einsenkung vorhanden. Der obere Rand der zum Brennersee abstürzenden Wände liegt höher als die eigentliche Alpfläche. Auf der Terrasse von St. Jakob, Nöblach, Zigel und Stafflach ist hingegen eine graue Grundmoräne mit zum Teil riesigen Blöcken weit verbreitet. Besonders bezeichnend sind große, aus der Tribulaungruppe stammende Dolomite und Kalke sowie Zillertaler Gneisse. Unterhalb der Nöblacher Kapelle liegt ein kleines Hochmoor.

Die Unabhängigkeit der Übertiefung der Brennerfurche von der heutigen fluvialen Erosion und ihr Zusammenhang mit glacialer Tätigkeit ist unverkennbar. Die weitere nördliche Fortsetzung dieses tertiären Tales bildet das Stubaital und die Innterrasse östlich von Innsbruck, die im Gegensatz zu den Schottern im Westen (Perfuß etc.) in anstehendes Gestein eingeschnitten ist. Das alte tertiäre Inntal liegt ca. 1000 *m* hoch, also 3—500 *m* über dem heutigen Tal.

Das Inntal der Gegenwart ist also stark vertieft, »übertieft«. Die »Übertiefung« der meisten alpinen Haupttäler — im Vergleich zu den Nebentälern — ist eine Tatsache, die schon wiederholt betont, aber in ihrer allgemeinen Bedeutung erst von A. Penck zutreffend gewürdigt worden ist: Das **U** des Troges ist ein-

ersetzt, die von Fritz v. Kerner bereits vorgeschlagen wurde. Ebenso glaube ich das Stadium des Bühlvorstoßes durch den verständlicheren Namen »Stadium des Inntalgletschers« ersetzen zu müssen; ist doch die Ausfüllung des alpinen Inntales mit Eis das bezeichnende Merkmal dieses Vorstoßes.

¹⁾ Hierbei sind die vier Moränen in 2350 *m* Höhe noch nicht mitgerechnet, obwohl die Höhe der angrenzenden Firnkämme zum Teil unter der heutigen Schneelinie liegt.

²⁾ An und für sich muß ja das langsam zurückziehende Eis Schneelinien von 200 und 100 *m* unter der heutigen durchlaufen haben. A. Penck weist auch auf kleine Moränen hin, die einer Schneehöhe von 100 *m* entsprechen. Für die Annahme eines »Stadiums« spricht die Häufigkeit von selbständigen Moränen in der Höhe von 2400—2500 *m*.

Die „postglacialen“ Rückzugsstadien der zentralalpinen Vergletscherung.

		<p>Die heutige Schneegrenze der nördlichen Kalkalpen liegt zwischen 2300 und 2400 m, die der Zentralalpen zwischen 2700 und 3000 m; Navis 2700 m, Zillertal und Stubai 2800 m, oberes Ötztal und Gschnitz 2900 - 3000 m.</p> <p>Die frühere Schneegrenze liegt</p>
•Post-Glacial•	5. Tribulaunstadium: Zahlreiche frische Endmoränen (und Mittelmoränen) liegen zwischen 2400 und 2600 m. Die Höhe der umgebenden Firnkämme liegt vielfach unter der Schneelinie des Daunstadiums	200 m tiefer als jetzt
„	4. Daunstadium: Firste, die der heutigen Schneegrenze nahe kommen, tragen Eis, solche die in die heutige Schneegrenze hineinragen, größere Gletscher	300—400 m tiefer als jetzt
„	3. Letzter größerer Vorstoß: Stadium der inneralpiner Talgletscher im Gschnitztal (Gschnitz-Stad. Penck) Oberberg, Ausgang des Stubai, Ridnaun und Pfitsch (•In der Wöhr•). Fluvioglaciale Schotter von Navis und Steinach	600 m tiefer als jetzt
	Zerfall des Inntalgletschers in einzelne Talgletscher.	
„	2. Stadium des alpinen Inntalgletschers. Ein kräftiger Vorstoß (•Bühl•-V. Penck) füllt das ganze Inntal mit Gletschereis; die Längserstreckung des Vorstoßes beträgt 120 km (im Vergleich mit 1a)	900—1000 m tiefer als jetzt
„	1 b. Der Inntaler Stausee entsteht durch rascheres Wachstum des dammartigen (bei Jenbach) vorgeschobenen Zillergletschers. (Gleichartig und wahrscheinlich gleich alt ist der durch den Drau- und Julischen Gletscher aufgedämmte Gailtaler Stausee.)	
„	1 a. Achenseeschwankung: Das Inntal wird eisfrei; der Gletscher-Rückzug geht bis zur Grenze der späteren Talgletscher (3) und beträgt im Inntal (im Vergleich zu IV) 180 km	700 m tiefer als jetzt
Glacial	IV. und letzte allgemeine (•Würm•-) Eiszeit der Alpen: Jung-Endmoränen im Voralpenland von der Iller bis zur Traun. Die Jung-Endmoränen sind im Inntal 60 km, im Isartal 32 km weiter vorgeschoben als die Endmoränen von 2	1300 m tiefer als jetzt

gesenkt in ein im Querschnitt halbkreisförmiges  und bildet so ein »randlich unterschrittenes« Tal. Aus der Kombination von U und  entsteht ein . Das Zillertal unterhalb von Mairhofen, das untere Stubai- und das Ridnauntal von Mareit an sind neben den erwähnten anschauliche Beispiele der Übertiefung. Wenn die Tatsache zweifellos ist, so bezeugt die Zurückführung der U-förmigen Hohlform auf die aktive Erosion der Gletscher¹⁾ sehr begründeten Zweifeln.²⁾

Bei Betrachtung der norwegischen Oberflächenformen hat E. Richter³⁾ darauf hingewiesen, daß die Hochfläche, das Fjeld, mit seinen Rundhöckern, Vertiefungen und dem unregelmäßigen, wenig ausgetieften Abflußsystem die Stätte der hauptsächlichsten Tätigkeit der alten Gletscher sei. Die übertieften Fjorde entsprechen zwar in ihrem Verlauf einem alten, d. h. praeglacialen Flußnetz, die starke Austiefung ihres Profils ist aber wesentlich auf die interglacialen und postglacialen Schmelzwässer des Eises zurückzuführen.

Das übertiefte U-förmige Alpentäl, der »Taltrog« E. Richters⁴⁾ und der norwegische Fjord sind Parallelerscheinungen. Ebenso wie die vom Gletscher umgeformte Landoberfläche, die Rundhöckerlandschaft, für Kare und Karseen in Norwegen und den Alpen die gleiche Form zeigen, ebenso muß auch für den Fjord und den Taltrog die gleiche Entstehung angenommen werden. Die Rundhöcker der Aigner-alpe (siehe oben), die zahlreichen glacialen Spuren auf der alten Terrasse entsprechen dem Fjeld, die Brennerfurche dem Fjord.

In einem inhaltlich dieser Idee nahekommenden Gedankengang betont W. Kilian, der hervorragende Kenner der Westalpen, daß die zweifellos vorhandene Übertiefung der Alpentäler entweder allein (oder in Kombination mit der erodierenden Eiswirkung) auf Schmelzwässer der Gletscher zurückzuführen sei. Es sei schwer zu verstehen und noch niemals tatsächlich beobachtet worden, daß das Gletschereis allein den Vorgang des Einschneidens (creusement), Vertiefens (excavation) und somit die Übertiefung (surcreusement) allein besorgt habe.

Am ehesten vermag man sich noch vorzustellen, daß im Innern schon vorhandener Alpentäler das Gletschereis — unterstützt durch vorangegangene und folgende Tätigkeit der Schmelzwasser — eine derartige Arbeit ausführt; denn hier befindet sich der von zahlreichen Zuflüssen der großen Firnbecken genährte Eisstrom unter allseitigem starkem Drucke. Ganz undenkbar erscheint hingegen die Bildung der großen Zungenbecken⁵⁾ durch Gletschererosion am Austritt der Gletscher aus dem Gebirge; hier verliert der fächerförmig auseinander tretende Gletscher die Erosions- und Corrasionskraft, die er vorher besessen hat.⁶⁾

Man könnte sich vorstellen, daß auch die Austiefung der Wannen in den Zungenbecken wesentlich durch erosive Tätigkeit der interglacialen Schmelzwasser erfolgt ist. Der naheliegende Einwand, daß die geschichteten Ausfüllungsmassen der Zungenbecken vielmehr durch die Schmelzwässer gebildet seien, erledigt sich durch den im Leben jeden Flusses beobachteten Wechsel von Erosion und Auffüllung.

Wenn während einer Interglacialperiode durch Eintritt trockenen und warmen Klimas das Abschmelzen rasch erfolgt, dann wirken die massenhaften Schmelz-

¹⁾ So beurteilt Penck die Sachlage (Eiszeitalter, S. 302). Meine Deutung der Verhältnisse weicht insofern von der seinigen ab, als ich die »glaciale Tätigkeit« als Erosion der fluvioglacialen Schmelzwasser auffasse.

²⁾ Vergl. z. B. W. Kilian, in Bull. de la société de géographie. Paris, VI (1902), S. 20 Anm.

³⁾ Sitz.-Ber. d. Ak. d. Wissenschaften, Wien 1896.

⁴⁾ Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen, Peterm. Erg.-Heft N. 132 (1900), S. 52.

⁵⁾ Die wallförmige Endmoräne eines alten Gletschers umgibt tiefer gelegenes Land, in dem sich früher die Gletscherzunge befand. Penck spricht daher von »Zungenbecken«.

⁶⁾ Auf diesen naheliegenden Einwand hat schon vor Jahren M. Neumayr hingewiesen; doch ist Penck (l. c., S. 249—255) auf diesen schwer wiegenden Gegengrund nicht eingegangen.

wässer erosiv und schaffen eine steilwandige Hohlform.¹⁾ Geht das Abschmelzen weniger rasch vor sich, so beladen sich die Schmelzwässer mit den Zerstörungsprodukten der Moränen und füllen das selbst geschaffene Becken wieder aus.

III. Die Bergformen.

Das Bild, das die Alpen nach dem Abschmelzen der letzten Eismassen boten, dürfte vielfach der Umgebung der Zunge eines im Rückzuge begriffenen heutigen Gletschers²⁾ entsprochen haben. Moränenwälle und regellose Vertiefungen, darüber hervorragend rauhe, vom Eis unberührte Gipfel und Felszacken, blankgeschliffene und geschrammte Felsen, hie und da mit Lücken ausgebrochenen Gesteines, bilden die vorherrschenden Züge im Antlitz der Landschaft. Größere Ausdehnung als in der Gegenwart besitzen die Trümmer von Bergstürzen³⁾ und in den großen Alpentälern die Flächen der von den Schmelzwässern angeschwemmten Glacialschotter und Sande. Die Erosion des fließenden Wassers arbeitete in dem Maße, wie der Gletscher zurückwich, an der Einebnung und Fortschaffung der aufgehäuften Moränen und Schotter, die chemische und mechanische Verwitterung an der Zerstörung der Felsen.

Die Bergformen⁴⁾ sind das Endergebnis einer verwickelten Reihe von Vorgängen, unter denen die Einwirkung der chemischen und vor allem der mechanischen Verwitterung (des Spaltenfrostes) und die Erosion des fließenden Wassers am bedeutsamsten sind. Von nicht geringerer Bedeutung sind frühere oder gegenwärtige Gletscher und Firnfelder. Außerdem kommen in Betracht die Klüftung, Zusammensetzung und Lagerung des Gesteins, die Höhenlage, die Niederschlagsverteilung und die Einwirkung des Pflanzenreiches (bezw. das Fehlen der beiden letztgenannten Faktoren).

Dieselben Bergformen kehren innerhalb derselben Gesteinsmasse nur in gleicher Höhe und Wetterlage wieder; d. h. die Wetterseite einer gleichartig zusammengesetzten Bergkette zeigt einen anderen Neigungswinkel und andere Bergformen als die gegenüberliegende geschützte Seite. Unterhalb eines bestimmten Höhen-gürtels (in den Ostalpen 1600—1700 *m*) vermag die Vegetation und die energische, Hand in Hand mit ihr gehende Verwitterung die ursprünglichen Formverschiedenheiten der Gesteine auszugleichen; nur an den Wänden steiler Erosionstäler prägen sich die charakteristischen Formen des Dolomits, der Schiefer und des Granits aus, denen man sonst nur höher im Gebirge begegnet.

Die reichliche Anhäufung von Firnschnee in den Höhen über 3200 *m* erklärt weiterhin die Tatsachen, daß die ruinenähnlichen Turmformen des Tribulauns, des Cimone della Pala, der Fünffingerspitze oder der Drei Zinnen, welche sämtlich unterhalb dieser Höhenstufe liegen, höher hinauf nicht mehr zur Entwicklung gelangen. Allerdings wetteifern in den Westalpen die wilden Schrofen des Meije-Kammes oder der Aiguilles der Montblancgruppe an Steilheit und wilder Zerklüftung mit den genannten Dolomitgipfeln. Aber es treffen hier zwei Momente zusammen, um die Entstehung derartiger Formen auch in Höhen von 4000 *m* und darüber zu erklären. Vor allem ist der körnige Granit der Meije und des Montblanc wesentlich härter als Dolomit und Kalk und mindestens ebenso klüftereich. Ferner bedingt

¹⁾ Die rein postglaciale Entstehung der ausgedehnten Wanne des Plattensees durch bewegtes Wasser d. h. durch einen riesigen, verhältnismäßig rasch versiegenden Fluß möge als Beispiel der Entstehung von ausgedehnten Hohlformen durch fließendes Wasser dienen.

²⁾ Man vergl. z. B. die schönen Lichtbilder, welche Baltzer von der Rückzugerscheinung des Grindelwaldgletschers gegeben hat.

³⁾ Vergl. meinen Aufsatz über Muren, Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1898.

⁴⁾ Vergl. u. a. Baltzer, Aarmassiv, S. 4, und für die behandelten Bergformen besonders das Hemiorama (Beilage).

Tribulaun, besitzen deutliche Gratform, reine Urgebirgs-(Glimmerschiefer-)Massen, wie der Ebne Ferner, der Übeltalferner und der Feuersteingletscher, zeigen die Form der norwegischen Plateaugletscher (»Fond«). Wenige Gebiete in den Alpen ähneln so dem norwegischen Plateaugletscher wie das letztgenannte große Firngbiet zwischen Stubai, Ridnaun und Passaier. Die Abbildung 13, die Aussicht von dem Habicht auf die Stubaier Gruppe, veranschaulicht die Gleichmäßigkeit der Massenerhebung. Der Grund für diese Umkehrung der das Verhalten von Kalk- und Urgebirge sonst regelnden Norm ist wohl einerseits die größere Erhebung der Stubaier Firnflächen, andererseits die Nähe der Brennerfurche und der ehemaligen Kalkhochfläche. Eine ganz ähnliche Oberflächenform zeigt die Massenerhebung der Öztaler Alpen. (Abb. 14.)

Das große, unzerteilte Massiv im Innern der hohen Urgebirgsgruppe war offenbar lange der einschneidenden Wirkung des fließenden Wassers entzogen; auch während in den niedrigen Tälern der Alpen sich der Einfluß einer wärmeren Klimaepisode



Abb. 14. Der Kalkkamm der Karlweißen von der Schwarzseespitze aus (gegen die Öztaler Alpen). Die Öztaler Berge (im Hintergrund) bilden das Gebiet größter Massenerhebung bei geringster Gipfelentwicklung der gesamten Zentralalpen.

geltend machte, blieben hier Firn und Gletschereis unverändert liegen. Umgekehrt wirkten in dem Winkel zwischen der Brennerfurche und dem noch tiefer eingesenkten Inntal die periodischen Gletscherrückzüge und die dadurch bedingte Wassererosion um so stärker. Unter diesen Umständen wurde auch das früher einheitliche, von den Kalkkögeln bis zum Tribulaun reichende Kalkplateau in einzelne Grate und Spitzen (Weißwandspitze) zernagt. Allerdings war im heutigen Gschnitz und Obernberg durch tektonische Unterschiede des Gesteins dem fließenden Wasser der Weg zum Einschneiden vorgezeichnet. Andererseits ist bei der genau entsprechenden Beschaffenheit der Stubaier Kalkberge das zwischenliegende Tal ein reines Erosionsgebilde.

Der Typus der Hochgebirgsform wird hauptsächlich durch das Auftreten des zugeschärften, dachähnlichen Grates gegeben, der an die Stelle des breiten, gerundeten Mittelgebirgsrückens¹⁾ tritt und auch dort, wo augenblicklich Firn und Gletscher

¹⁾ Penck, Morphologie, II, S. 147, und E. Richter, Geomorphologische Studien.

fehlen, auf eine ehemalige Eisbedeckung hinweist. Die gletscherfreien Vorberge der Ötztaler und Zillertaler Alpen stimmen in dieser Hinsicht vollkommen mit den Niederen Tauern überein.

Die häufig wiederholte Angabe, daß steile Schichtenstellung kühn zugeschnittene Bergformen erzeuge, gilt im allgemeinen nur für die Schiefergebirge, und auch hier nur mit Einschränkung. So besteht das Matterhorn aus flach geneigtem Gneis. Ebenso sind im Kalkgebirge eine Reihe der steilsten Gipfel und Türme aus flach gelagertem Dachsteinkalk zusammengesetzt, so die Spitzen der Brentagruppe, die Sextener wie die Ampezzaner Hochgipfel und in unserem Gebiete Tribulaun, Ilmtürme und die mannigfach geformten Zacken der Kalkkögel. (Man vergl. das Hemiorama und die übrigen Abbildungen.) Die Erklärung liegt nahe: Die Klüftung des reinen Kalkes verläuft senkrecht zur Schichtung, und an den Klüften setzt der Spaltenfrost und die chemisch lösende Tätigkeit des zirkulierenden Wassers ein, um aus den Kalkklötzen die malerischen Türme, Pfeiler und Zacken herauszupräparieren, die an Steilheit vielleicht nur von den Aiguilles, den phantastischen Granitnadeln der Montblancgruppe, übertroffen werden.

Neben der Gesteinsbeschaffenheit und der Höhenlage übt die Wetterseite einen maßgebenden Einfluß auf die Gestaltung der Bergformen aus. Die Menge der Niederschläge und die hiervon abhängige Energie der Verwitterung und Abtragung ist auf den beiden Seiten eines Gebirgszuges stets verschieden. Auf der Wetterseite wird der Abhang stärker angegriffen, die Austiefung der Täler und die Abtragung losen und festen Materials schreitet rascher fort; auf dem entgegengesetzten Gehänge bleibt die Neigung geringer. Wo nicht besondere Verhältnisse — wie ein plötzlicher Gesteinswechsel, die Lage der Spitze inmitten einer Kette oder die Nähe eines Haupttales — die Wirkung ändern, ist am Brenner¹⁾ die Nordwand steil (Serlesspitze, Saile, Schwarze Wand, Weißwandspitze, Zuckerhütl, Olperer-Fußstein), zuweilen sogar überhängend (Großer Tribulaun), die natürliche Anstiegsroute ist im Süden zu suchen (Serles, Weißwandspitze, Pflerscher, Gschnitzer, Obernberger Tribulaun und Schwarze Wand).

Die ganze Gruppe der inneralpinen Kalkberge bildet somit nicht nur für den Geologen, sondern auch für das Auge des Naturfreundes die Brücke zwischen nördlichen und südlichen Kalkalpen. Den Zentralalpen eigentümlich sind die dunkeln, glimmerreichen, halbkristallinen Kalke der Schwarzen Wand und des Obernberger Tribulauns; ähnlich zusammengesetzte Gesteine fehlen zwar weder in den bayerischen noch in den lombardischen Alpen (Comer See), bilden jedoch hier niemals Gipfel, welche sich der Höhe von 3000 *m* nähern. Starke Zerklüftung im einzelnen, ein wildes Blockgewirr auf den Spitzen, phantastische, schwarze Nadeln an den Wänden verbinden sich mit einer in den Grundzügen pultartigen oder massigen Plateauform.

Dort wo Kalk oder Dolomit in geringen mächtigen Lagen dem Urgebirge eingefaltet oder eingelagert ist, drückt das letztere der Gesamtform der Berge seinen Stempel auf; höchstens kennzeichnen steilere Wände die Kalkzone — so an der Gürtelwand oder am Nordgehänge des Pflerschtales. (Abb. 15.)

In rein geologischer Hinsicht zeigen die verschiedenen Schiefer des Brennergebietes große Mannigfaltigkeit; hingegen macht es für die Gestaltung der Bergformen wenig aus, ob der betreffende Tonschiefer oder Tonglimmerschiefer der Steinkohlenformation oder dem Praecambrium angehört; allerdings ist der eigentliche Glimmerschiefer des Ötztals durch bedeutenderen Quarzgehalt und größere Härte, der Kalkglimmerschiefer (Kalkphyllit) des Brenners und der nördlichen Vor-

¹⁾ Wie überhaupt in den Ostalpen.

berge des Zillertales durch leichtere Löslichkeit des Kalkes und somit durch Wandbildung auch in niederen Höhenlagen ausgezeichnet.

Ein bezeichnendes Charaktergestein, welches zu dem Verbands des Brennerphyllits (als dessen tiefstes Glied) gehört, bilden die weißen Marmorlager, die sehr regelmäßige Schichtung und eine unregelmäßige, bis zu einigen hundert Metern steigende Mächtigkeit besitzen. Am Wolfendorn (Abbildung 16) tritt dieses auch technisch verwertbare Gestein gipfelbildend auf; sonst unterbricht es als prall abfallende, schneeweiße Wand die einförmigeren Schieferhänge (Saxalpenwand). Während auf der Wetterseite der Kalkberge die Wandverwitterung von 1800—2000 m an aufwärts überall einsetzt, treffen wir in den Schieferbergen von derselben Höhenstufe an die bezeichnenden Karformen.

Auch der Tuxer Gneis zeigt zwar hellere Farbe, aber keine wesentlich anderen Formen als die umgebenden Schieferberge; nur im Otztal und Stubai heben sich die Gneißlager zum Teil durch hellere Färbung — wie am Wilden Freiger —, zum Teil durch größere Härte und Steilheit des Gehänges von den Glimmerschiefern ab. Der Acherkogel oberhalb des Dorfes Ötz verdankt sein Emporragen über die niedere Umgebung einem mächtigen Gneißlager, das oberhalb von Ötz das Tal verquert und sogar in dem tieferen Teil des Gehänges ungemein steile Abstürze zeigt. Die langsamere Verwitterung des Gneises ist in erster Linie durch das dickplattigere Gefüge bedingt, welches dem Wasser weniger Einlaß gewährt, als die feineren Absonderungsfugen der Schiefer.

Doch beruht im allgemeinen die Lage und Entstehung hoher, beherrschender Gipfel nur ausnahmsweise (Großglockner) auf der Einlagerung einer härteren Gesteinsmasse. Wichtiger ist die Anordnung des Talnetzes. Fast immer stehen die höchsten Gipfel an den Vereinigungspunkten mehrerer Kämme, d. h. dort, wo Erosion und Talbildung größere Massen unzerschnitten gelassen haben.¹⁾

Somit ist auch der gegenseitige Abstand der Täler wichtig. Nur wo der Zwischenraum groß genug ist, erhebt sich eine Kette zu größerer Höhe; denn der Neigungswinkel des Gehänges kann nicht ins Ungemessene steigen. Sowohl

¹⁾ E. Richter, Geomorphologische Untersuchungen. Petermann Erg.-Hefte, Nr. 132, S. 62 ff.

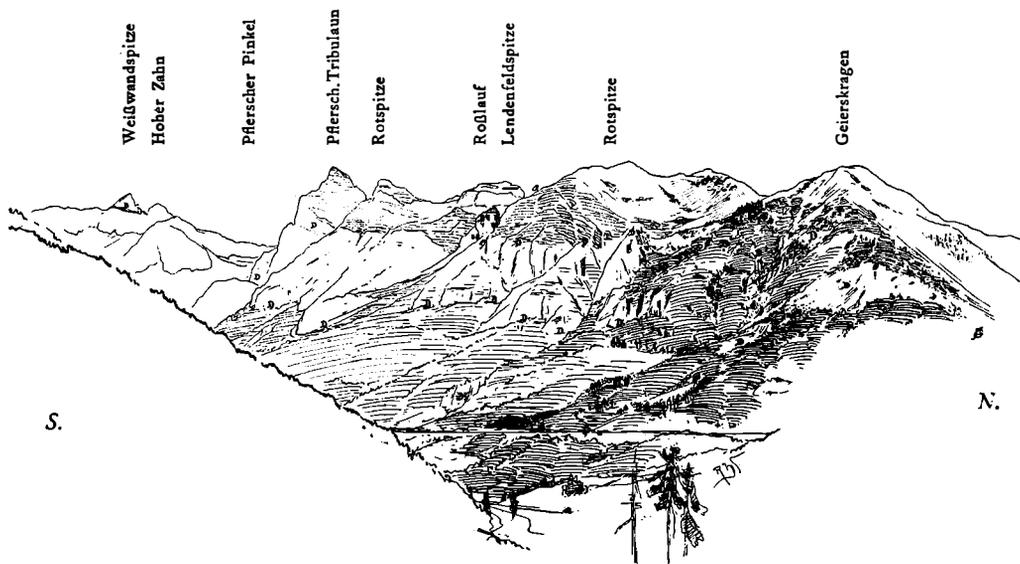


Abb. 15. Das Pflerschtal mit dem Tribulaun von Schloß Straßberg.

D: Triasdolomit (ausgefaltet) bildet steile Wände in dem sonst aus Schiefer bestehenden Gehänge.

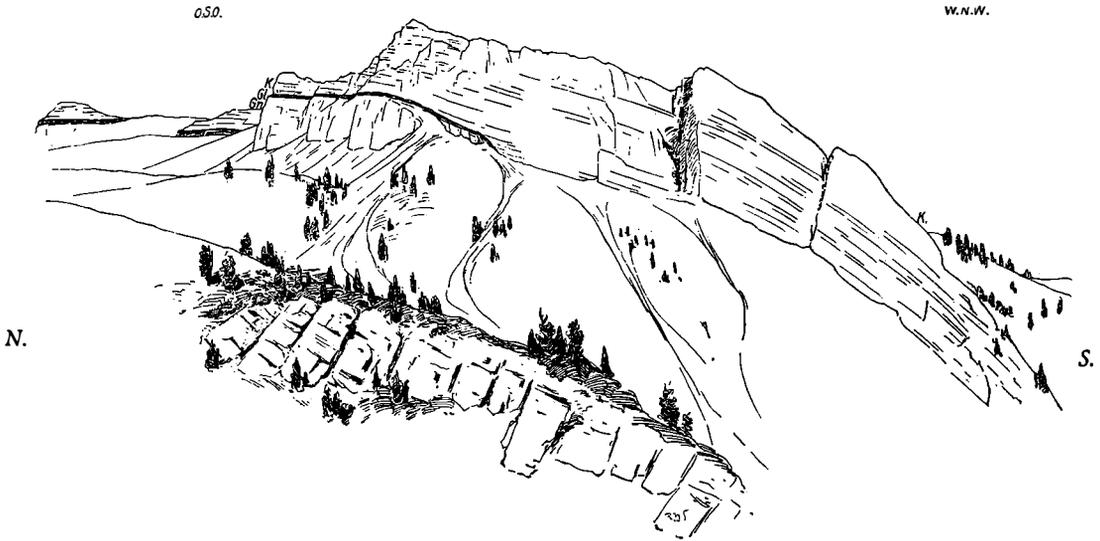


Abb. 16. Kamm des Wolfendorns vom unteren Teile des Griesbachtals.

Normalprofil der Urgebirgsschichten: Gneis (*Gn*), von Glimmerschiefer (*Gl*), Marmor und Kalkphyllit (*K*) überlagert, im Vordergrund die Rundhöcker des oberen Talbodens (Gneis), von der Schlucht des Baches durchbrochen.

Zuckerhütl und Wilder Freiger, wie Olperer und Schrammacher sind weit von den Haupttälern entfernt. Für die beiden ersteren ist die zentrale Lage in dem Stubai Firnplateau besonders bezeichnend. Allerdings prägt sich am Olperer in dem Gehängewinkel der beiderseitigen Täler die Gesteinsverschiedenheit aus. Auf der Zillertaler Seite, wo der harte Gneis von der Olpererspitze bis in das Tal reicht, wird die Höhenstufe von 1600 *m* (an der Ahornhütte im Zamsergrund) doppelt so schnell erreicht, wie auf dem Nordwestabhang. Hier hört der Gneis schon bei 3100 *m* Höhe auf, und der weiche Kalkglimmerschiefer unterliegt so rasch der Verwitterung und Abtragung, daß Kasern im Schmirnertal mit ca. 1600 *m* doppelt so weit von der Spitze entfernt liegt als die Ahornhütte. Auch im oberen Zillertale beruht — wie bei Ötz — die Steilheit der unteren Talhänge auf der Härte des Gneises. Die Gipfelbildung und -Form wird hierdurch viel weniger beeinflußt.

Zwischen der Höhenstufe von ca. 1600—1700 *m* einerseits und 3000—3200 *m* andererseits prägen sich die Charakterformen der verschiedenen Gesteine am deutlichsten aus. Weiter oben ist die gleichmäßige Firnbedeckung häufig imstande, die Umrisse zu verhüllen, und die dauernd bedeckten Felsflächen werden der mechanischen Verwitterung entzogen. Ein Vergleich zwischen den eigentlichen Zentralalpen und der Ortlergruppe möge diese Erscheinung erläutern. Bei rein geologischer Betrachtung zeigen die Berge zu seiten des Suldentales viel Analoges mit den höheren, die Brennerfurche begleitenden Gebirgsgruppen. Der dolomitische Ortlerkalk und die ein- oder aufgelagerten schwarzen Kalkschiefer¹⁾ entsprechen in Gesteinsbeschaffenheit und geologischem Alter durchaus dem Dolomit des Tribulauns und den Kalken der Schwarzen Wand. Auf der Ostseite des Suldentales ist der Gneisgranit der Vertainspitze und des Angelus mit seiner Glimmerschieferhülle das getreue Gegenstück des Gneisgranites am Olperer und Schrammacher mit den umhüllenden Hornblendeschiefern und Brennerphylliten.²⁾

¹⁾ Z. B. am Südsturz des Thurwiesers, am Suldengrat, Hochjochgrat und auf dem Gipfel der Königsspitze. Allerdings ist die Schichtungsstellung hier fast immer steil und im ganzen viel stärker gestört als am Tribulaun.

²⁾ = Brennerschiefer (Rothpletz).



Abb. 17. Pferscher und Obernberger Tribulaun vom Geierskragen.

1. Weißwand (Dolomit auf Glimmerschiefer), 2. westliche Rotspitze (Glimmerkalk auf Tribulaundolomit), 3. Pferscher Tribulaun (Tribulaundolomit), 4. Pfeifferspitze (Glimmerkalk), 5. Roßlauf (Keil von Quarzphyllit im Glimmerkalk), 6. Lendenfeldspitze (Glimmerkalk), 7. unbenannte Spitze (Glimmerkalk), 8. Obernberger Tribulaun (Glimmerkalk), 9. Schneeiges Kar.

Ein breites Dolomitband, das am Obernberger Tribulaun eine flache Mulde zeigt, zieht von diesem unter den Glimmerkalken bis zur Lendenfeldspitze und wird von Glimmerkalk unterlagert. Die Basis bildet wieder Dolomit. Der Vordergrund besteht aus Quarzphyllit.

Aber während die Silhouette des Großen Tribulauns (3100 *m*) einen scharfen Gegensatz zu dem Umriß des Olperers (3480 *m*) oder Hochfeilers (Abb. 3) bildet, ist der Formunterschied des Ortlers einerseits, der Vertain- und Angelusspitzen andererseits viel unerheblicher. Der Grund liegt darin, daß die 3900 bzw. 3550 *m* hohen Gipfel auf einer Seite vollkommen mit Firn bedeckt sind, und daß unter dieser Hülle die Gesteinsverschiedenheit verschwindet. Auch die dem Ortler an Höhe nahekommende Königsspitze (3857 *m*) ist trotz ihrer kühneren Form zur Hälfte mit Firnhängen bekleidet.

Daß in erster Linie die Lage zu den angrenzenden Haupttälern und erst in zweiter Linie das Gestein die Höhe eines Berges bestimmt, lehrt wieder ein Vergleich mit den Hochgipfeln des Suldentales: Das härteste und widerstandsfähigste Gestein ist hier zweifellos der Gneis der Vertainspitzen und der Tschengelser Hochwand; dann folgt der Ortlerkalk und schließlich der weiche Phyllit der Zufallspitzen. Aber das härteste Gestein liegt am weitesten talwärts vorgeschoben und seine Gipfel bleiben daher um 200—400 *m* hinter den Kalkphylliten, um 400—500 *m* hinter den Kalken zurück. Sehr viel größer ist der Unterschied der Härte zwischen Ortlerkalk und Phyllit; trotzdem bedingt die Gleichartigkeit der Lage bei dem Ortlerkalk und den Zufallspitzen, daß die beiden höchsten Gipfel des ersteren sich nur um 83 bzw. 128 *m* über die letzteren erheben.

Die wichtigeren Ergebnisse der vorliegenden Arbeit sind:

I. Die bezeichnenden Züge prägt in das Antlitz der Gebirge die Eiszeit und das Vorhandensein oder Fehlen gegenwärtiger Gletscher.

II. Die Übertiefung, d. i. die übermäßig starke Vertiefung der alpinen Haupttäler ist nicht durch die Arbeit des Gletschereises, sondern durch intensive Erosion der glacialen Schmelzwasser während der interglacialen Episoden und während des Gletscherrückzuges hervorgerufen. Die Übertiefung der nordischen Fjorde und der anschließenden Täler beruht auf der gleichen Ursache.

III. Ein letztes, fünftes Rückzugsstadium der alpinen Gletscher (Tribulaun-stadium) wird durch zahlreiche frische Moränen vertreten und entspricht einer Lage der Schneelinie 200 *m* unterhalb der heutigen.

IV. Das zwischen zwei Moränen befindliche Pflanzenlager von Hötting bei

Innsbruck ist, wie das Beispiel der auf dem Gletscher wachsenden Wälder des Mount Elias zeigt, nicht ein Beweis für ein besonders warmes Interglacial-Klima, sondern zeugt nur für das Fehlen der waldlosen Hochgebirgsweiden zwischen Gletscherzunge und Waldregion.

V. Die Brennerfurche ist durch die Breitenentwicklung der von Norden nach Süden hinüberreichenden, leicht zerstörbaren Brennerphyllite vorgezeichnet. Die ehemals überall vorhandene Decke jüngerer (triadischer) Kalke war schon bei der Aufwölbung der Gebirge zerstückelt oder zerstört, da die Anordnung der Talnetze der im Urgebirge herrschenden entspricht.

VI. Die Höhe der Kämme und die Lage der beherrschenden Gipfel wird vornehmlich durch den Abstand von den nächsten Haupttälern bedingt.

VII. Die nördliche bis nordwestliche Lage der Wetterseite bedingt bei der Mehrzahl der Ostalpengipfel die entsprechende Lage des Steilabsturzes und damit die natürliche Anstiegsroute. Die ziemlich zahlreichen Ausnahmen werden durch die Lage des Gipfels in der Kette, Gesteinswechsel und tektonische Brüche erklärt.

VIII. Die Charakterformen der Gesteine gehören einem bestimmten Höhen-gürtel an: 1700—3000 m; nach oben verhüllt Firnbedeckung, nach unten der Pflanzenwuchs die bezeichnenden Umrisse des Gebirgsskelettes.

Anhang.

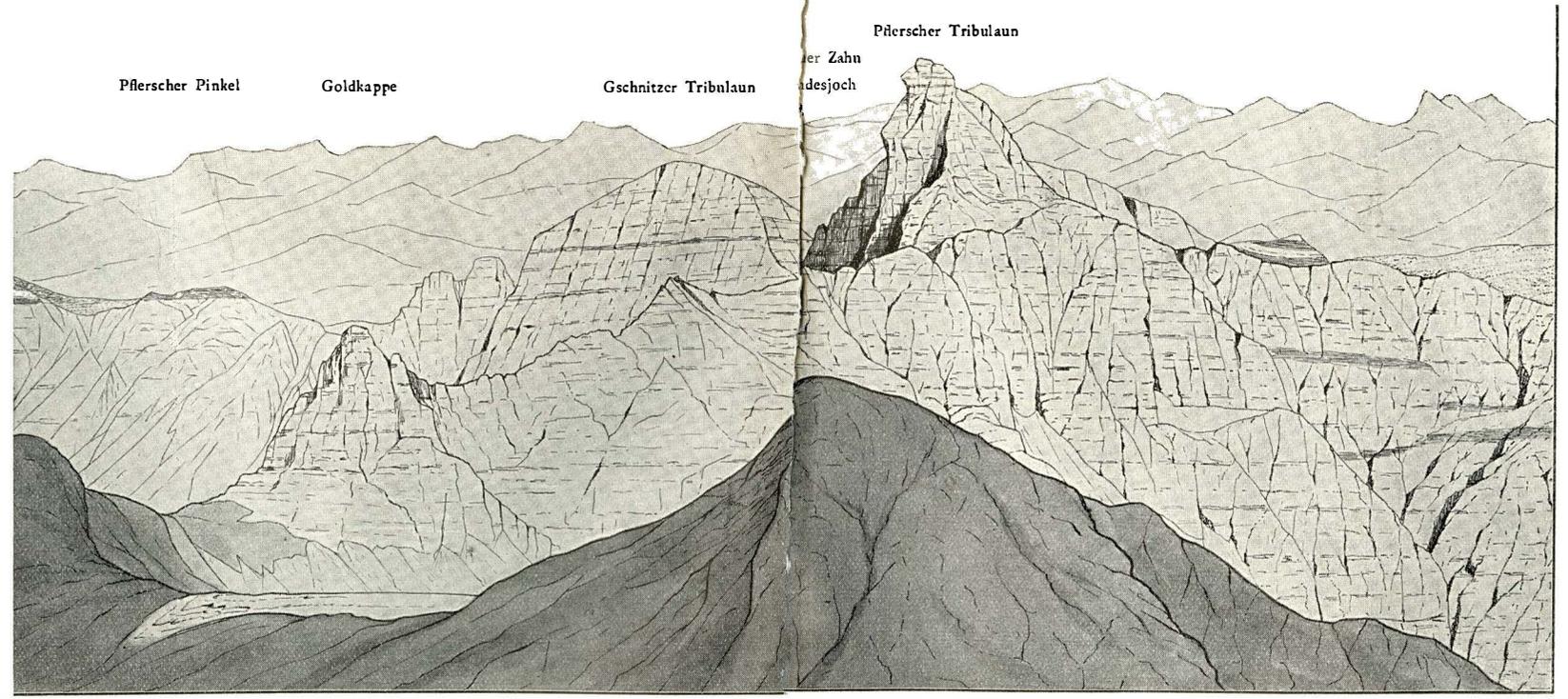
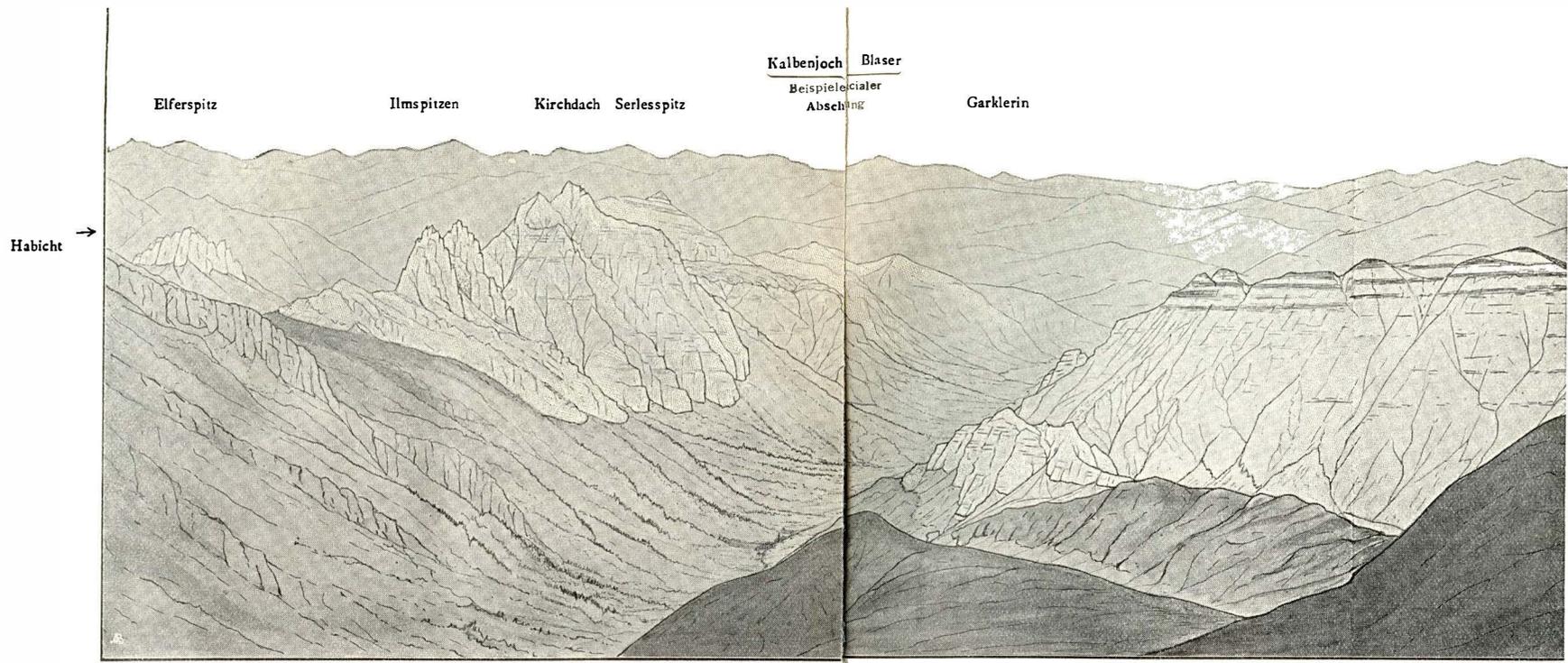
Moränen des Daun- und des Tribulaunstadiums.

Die Schneelinie des ersteren liegt 300—400 m, die des zweiten 200 m unter der heutigen.

N a m e	Die Moränen liegen zwischen		Höhe des umgeben- den Firnkammes	Der alte Gletscher floß nach	
	oben	unten		von	nach
Platzenalpe südl. der Franz-Sennhütte	2400	2200	3100—3000	S.	N.
Kelachalpe	auf der Talstufe unterhalb des jetzigen Gletschers		3100—3000	W.	O.
	2400	2100 und weiter abwärts			
Klambergalpe nördl. des Habicht	2350	2100	2800	S.	N.
Östlich der Zwölferspitze	2350	2100	2600	W.	O.
Pinnes Joch	2300	2100	3200—2600	S.	N.
Trauler Bockgrube (am Trauljoch) nahe dem Habicht	2500	2300	3000	W.	O.
Simmingeralpe, südlich der Trauler Bockgrube	2500	2300	3000	W.	O.
Sandessee am Tribulaun (Pferscher Pinkel), Mittelmoräne	2400	2320	2900—2800	NW.	SO.
Kleiner Burgstall (Südabhang)	2300 (Kleine Moränenreste)		3600—3300	SW.	NO.
Talstufe zwischen der Franz- Senn-Hütte (Oberberger Tal, Stubai) und dem heutigen Li- senser Ferner	Auf demselben Gehänge liegen drei getrennte Mo- ränen, die oberste zwischen 2700 2400, die unterste 2600 2300				
	2700	2400, die unterste 2600 2300			
Vier Moränen kleiner Hängeglet- scher am Aglskamm, zwischen Pfersch und Ridaunatal:					
1. Wallartige Staumoräne des Pfurksees	2450		2900	NO.	SW.
2. Wallmoräne der unteren Agls- alpe	2050		2800	NO.	SW.
3. Seebenalpe	2200		2600	N.	S.
4. Allrißalpe (Wallmoräne)	2020		2600	SW.	NO.

N a m e	Die Moränen liegen		Höhe des umgeben- den Firnkammes	Der alte Gletscher floß	
	oben	unten		von	nach
Bei St. Martin am Schneeberg:					
1. Kastenalpe	2200		2600—2500	S.	N.
2. ZwischenKastenalpe u. Schnee- berg	2300		2800	W.	O.
3. Lazzachalpe	2500		3000—2900	W.	O.
Serlesspitze und Umgebung:					
1. Serlesjöchl ¹⁾ und Hutzalpe (sehr deutliche Stirnmoränen)	2300	2100	2600—2500	W(SW).	O(NO).
2. Padaster Mähder	2300	1800	2500—2400	W.	O.
Trunajoch bei Trins	2150	2050	2500—2300	S.	N.
Martaralpe bei Trins	2200	2100	2600—2400	S.	N.
Östlich vom Muttenjoch bei Trins	2200	2100	2600—2400	W.	O.
Saxalpenwand S., Vennatal, Brenner (Ochsenalpe)	2300	2100	3000—2700	O.	W.
Saxalpenwand N. (Ploderalp)	2200	2000	3000—2700	S.	N.
Lovitzalpe Ob. Zamsertal.	2200	1940	Im N. ca. 2800, im S. ca. 3100	SSW.	NNO.
Grubenalpe bis Kematen u. Pfitsch. Großes zusammenhängendes Endmoränegebiet	2400—2300	1600	2700—2000	N.	S.
Sellrain:					
1. Gallwiesalpe bei Praxmar	2400	2100	ca. 2800	SO.	NW.
2. Schafalpe	2500	2000	ca. 2800	W.	O.
3. Oberstes Senderstal	2300	2000	2600		O.
4. Oberhalb der Kemateneralpe	2200	1900	2700—2300	S.	N.
5. Schlickeralpe (zu Telfes)	2300	2000	2800—2300	SW.	NO.
	In dieser Höhe liegen die obersten Moränenreste. Weitere Moränen folgen abwärts bis zum Talau- sgang bei 1400				
6. Seealpe(a. d. Schlickersee- spitze)	2500	2300	2600—2800	N.	S.
Herzenfleckalpe, NW. vom Ampfer- stein	2300	2000 (u. weiter abwärts b. 1700)	2600—2500	Der alte Gletscher bildete zuletzt eine Firnmulde mit nördlichem Ausgang	
Hintertuxer Kuhalpe oberh. Lizum (oberste Talstufe)	2300	2150	2600—2400	S.	N.
Alpe oberhalb von Kasern	2400	2100	2600—2400	O.	W.
Nördlich der Schoberspitze (kleine Mittelmoräne auf dem Joch)	2300	2200	2600—2400	Vom Joch aus nach O. und nach W.	
Oberhalb der Alpe im Vall Ming.	2300	2200	2500	W.	O.
Postalpe (Brenner)	2200 (Endmoränenwall)		2700—2400	OSO.	WNW.
Griesbergalpe (Brenner)	2600 2400 (Endmoränen See)		2700—2400	O.	W.
	2300 (Mittelmoräne)				
Luegeralpe (Brenner)	2200 (oberer Endmoränenwall)		2700—2500	OSO.	WNW.
	2100 (unterer Endmoränenwall)				
Grubbergalpe	2350 2100 (Grundmoränenfläche)		2700—2500	W.	O.
Schlüsseljoch	2000	1900	2700—2500	W.	O.

¹⁾ Moränenhügel, die am Serlesjöchl bis 2300 m hinaufreichen, umgeben in mannigfach unterbrochenem Zuge die liebliche Talsenkung der Waldrastalmen und umschließen einen kleinen, ausgetrockneten Seeboden. Verdeckt und unterbrochen werden die Moränen durch Kalk-Schutthaldden von gewaltiger Ausdehnung. An der Weißen Wand, 1849 m, ragen kaum die oberen 100 m hervor; die «Einpuppung» des Gebirges ist fast vollständig.



Nach Skizzen von H. R. Schmitt und Aufnahmen von F. Frech gezeichnet von Dr. E. Loeschmann.

Bruckmann aut. et impr.

Tribulaungruppe vom (sel der Weißwandspitze.

(Bei * * * stoßen beide Hälften aneinander.) Die aufgesetzten Triasmassen (Elferspitz, Ilmspitzen—er, Garklerin und Tribulaungruppe) heben sich durch helle Farbe von der Glimmerschiefer-Basis ab.