
SITZUNGSBERICHTE

1925.

XVII.

DER PREUSSISCHEN

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN.

Sitzung der physikalisch-mathematischen Klasse vom 14. Mai.
Mitteilung vom 12. März.

Glazialgeologische Beobachtungen in den
bayerischen Hochalpen.

Alte Breccien und junge Krustenbewegungen
in den bayerischen Hochalpen.

Die Eiszeit in den bayerischen Hochalpen.

VON ALBRECHT PENCK.

Die Eiszeit in den bayerischen Hochalpen.

VON ALBRECHT PENCK.

(Vorgetragen am 12. März 1925 [s. oben S. 140].)

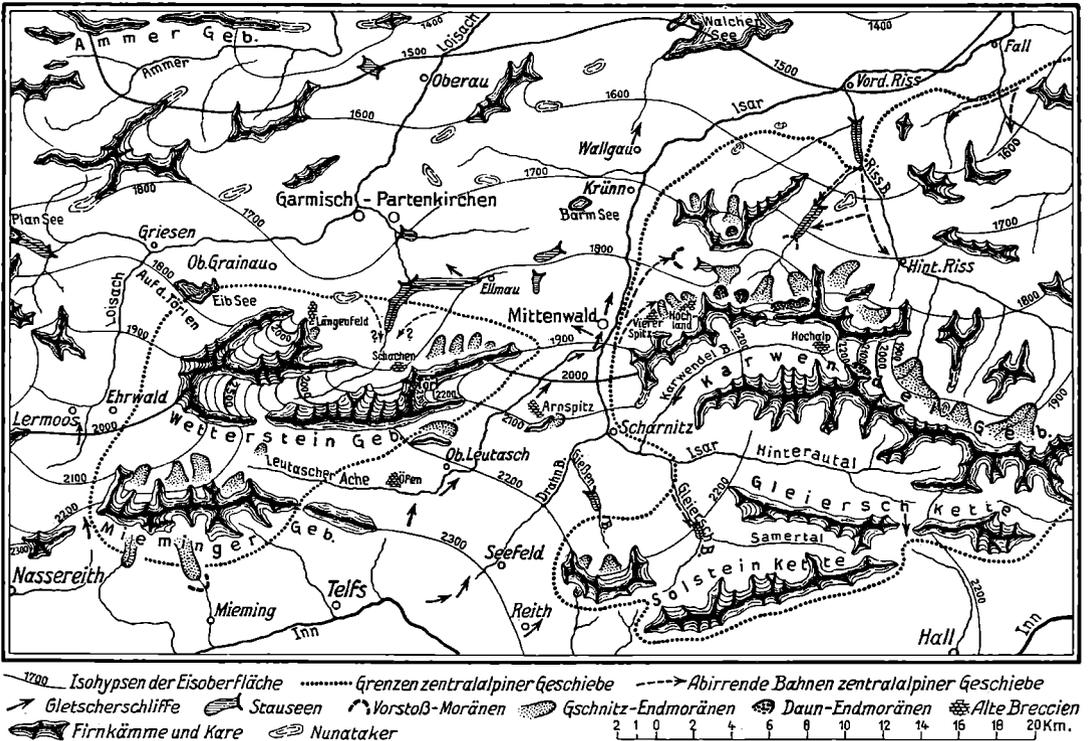
Unsere glazialgeologischen Beobachtungen in den bayerischen Hochalpen und über die dortigen alten Breccien¹ haben nicht bloß dank der ins Einzelne gehenden Untersuchung, sondern namentlich wegen besonderer Gunst der Verhältnisse auf eng begrenztem Raume Einzelergebnisse gezeitigt, die auf fast alle Fragen der Glazialgeologie Bezug haben. Welche allgemeineren Folgerungen sich aus ihnen ziehen lassen, wollen wir nunmehr zu zeigen versuchen, indem wir an die Zusammenfassung von Einzelbeobachtungen allgemeinere Erörterungen knüpfen und zugleich darlegen, welche Fortschritte in unseren Kenntnissen seit 1882 gemacht worden sind, als wir von dem Gebiete eine erstmalige glazialgeologische Beschreibung gaben.

Das Kärtchen S. 350 über die Vergletscherung der bayerischen Hochalpen faßt unsere Beobachtungen über die obere Gletschergrenze und die Stromlinien des Eises in ein einheitliches Bild zusammen. Es erstreckt sich über die engeren Grenzen unseres Untersuchungsgebietes etwas hinaus, um den Anschluß an andere ähnliche Darstellungen zu erzielen, die für den Norden von R. v. KLEBELSBERG (17)², für den Osten durch H. v. WOLF (26) und für den Westen durch JOS. MÜLLER³ gegeben worden sind, so daß nunmehr eine zusammenfassende Karte der Vergletscherung des gesamten Alpengebietes zwischen Iller- und Achenseetal gegeben werden könnte. Das Kärtchen zeigt, daß der bayerische Hochalpenzug des Wetterstein- und Karwendelgebirges während der Eiszeit wie ein gewaltiger Damm wirkte, der die von den Zentralalpen kommenden Eismassen aufstaute. Durch das Tor von Mittenwald fanden sie einen Ausweg nach Norden. Zu diesem hin senkte sich ihre Oberfläche, im Tore selbst fielen sie um 200 m, und vor demselben breiteten sie sich fächerförmig aus. Die ihnen oberhalb des Tores zufließenden Eismassen des Wettersteingebirges und der Mieminger Kette waren durch sie im Gais-tal hoch aufgestaut. Gleiches geschah mit den entsprechenden Gletschern des Karwendelgebirges; doch wo sich den letzteren im Bärenalpl eine Lücke bot, durch die sie direkt nach Norden abfließen konnten, da stürzten sie in

¹ Diese Sitzungsberichte S. 301 und 330.

² Die in Klammern stehenden Nummern beziehen sich auf das Literaturverzeichnis S. 302.

³ Die diluviale Vergletscherung und Übertiefung im Lech- und Illergebiet. Jahrb. Kgl. preuß. geolog. Landesanstalt Berlin XXXVIII, 1917. S. 1.



Die Vergletscherung der bayerischen Hochalpen. 1 : 400 000.

gewaltigem Eisfalle mindestens 300 m tief herab. Ähnliches dürfte am Hochalpensattel geschehen sein. Flach fächerförmig breitete sich das Eis in der breiten Längstalweitung von Mittenwald-Garmisch aus und überflutete den Voralpenzug in der von R. v. KLEBELSBERG dargestellten Weise. Unser Kärtchen schließt sich an das seine in befriedigender Weise an.

Dagegen können wir unsere Isohypsen der Gletscheroberfläche nicht an die von H. v. WOLF für das Rißgebiet angegebenen (28) anschließen, wo die Bestimmung der oberen Grenze der Vereisung wegen des Mangels an leicht kenntlichen erratischen Materialien besonders schwierig ist. Daß seine Werte nicht zu seiner Annahme passen, ein zentralalpiner Eisstrang sei über die Vereinsalp gegangen, ist S. 308 auseinandergesetzt; sie sind dafür etwa 150 m zu hoch. H. v. WOLF ist zu ihnen augenscheinlich unter dem Eindrucke der Zahlen gekommen, die er für das Achenseetal erhalten hat. Hier traf er zentralalpine Erratika noch auf dem Schildenstein auf der Wasserscheide zwischen Achensee und Tegernsee in 1595 m Höhe. Die Eishöhe war hier also fast ebenso groß als wenig unterhalb Partenkirchen im Loisachtale. Dabei sind wir aber weiter nördlich. Daraus ist aber nicht zu schließen, daß zwischen beiden Örtlichkeiten das Eis allenthalben bis 1600 m gereicht habe. Vielmehr ergibt sich aus den von H. v. WOLF mitgeteilten Daten, daß der dem Achentale folgende Eisast beim Eintritte in das Isartal sich in ähnlicher Weise fächerförmig ausbreitete wie der aus dem Mittenwalder Tore herauskommende. In 1505 m Höhe strandete es noch kristallines Material auf der

Nordseite des Demeljoches (28, S. 260) und hinterließ solches nördlich davon auf der Hochalpe in 1400 m Höhe, nahezu auf dem höchsten Punkte des Höhenzuges, der sich zwischen den vom Achensee kommenden Walchenbach und das Isartal von Nordosten her schiebt (26, S. 178). Danach ist kein Zweifel, daß der gesamte Höhenzug vom Achentaler Eise überflutet war, das an der Walchenmündung bei Fall mindestens so hoch stand wie das durch das Mittenwalder Tor gekommene bei Vorder-Riß. Wir erhalten daher für das Längstal der Isar zwischen Wallgau und Fall kein kontinuierliches Gefälle. Es strömte in das Längstal sowohl von Westen wie von Osten Eis ein. Den Weg des von Westen her kommenden Eises haben wir bereits verfolgt. Es gehört dem Eisfächer von Mittenwald an. Daß nun das Achentaler Eis die entgegengesetzte Richtung im Isartale einschlug, lehrt die Verbreitung der kristallinen Geschiebe in der Gegend von Fall. Sie dringen hier, wie H. v. WOLF gezeigt hat, ziemlich tief in das Gebiet der Dürrach und Westerndürrach ein, wo sie bis 1000 m Höhe ansteigen. Ich selbst fand solche auf der Terrasse im Dürrachtale an der Mündung der Westerndürrach, H. v. WOLF auch auf der benachbarten Wieselpe (1015 m). Achentaler und Mittenwalder Eis begegneten also einander im Längstale der Isar zwischen Vorder-Riß und Fall. Hier reichen die interglazialen Seetone und die anderen interglazialen Ablagerungen des Wilfertsgrabens bis weit ins Isartal hinein, wo sie sonst ziemlich radikal ausgeputzt sind (22, S. 192). Sie haben sich erhalten, weil hier die Eisbewegung in der Talrichtung gleich Null wurde und nur ein Überfließen des Eises aus dem Tale heraus in nördlicher Richtung möglich war. Gletscherschliffe unter den Liegendmoränen der interglazialen Ablagerungen verraten, daß ein solches Herausströmen auch während der vorletzten Eiszeit stattfand. Sie richten sich nach Nordosten. Gletscherschliffe der letzten Eiszeit kennen wir dort nicht.

Die Verhältnisse im Längstale der Isar liegen also genau so wie im Längstale der Jachenau, das, wie R. v. KLEBELSBERG zeigte (17, S. 259), vom Westen, Süden und Osten von Eis betreten wurde. Von Westen her kam solches vom Walchenseegletscher, nämlich dem nach Norden gerichteten Hauptstrange des Mittenwalder Eises, von Osten her vom Isartalgletscher, der vom Achentaler Eis gespeist wurde. Von Süden kam Eis aus dem Längstale der Isar, wo, wie sich ergeben hat, Mittenwalder und Achentaler Eis zusammentrafen.

Um den Anschluß unserer Karte an die von Jos. MÜLLER entworfene des Lechgletschers zu erhalten, müssen wir zunächst aus den spärlichen vorliegenden Beobachtungen eine Vorstellung über die Verbreitung des über den Fernpaß gekommenen Eises zu gewinnen suchen. Die Eishöhe kann dort, wo sich am Fernpasse ein mächtiger Ast vom Inngletscher loslöste, gewiß nicht geringer als 2300 m gewesen sein, denn 9 km weiter südlich flutete er über den Tschirgant (2372 m). In der Tat fand FALBESONER¹ auf dem Alpleskopfe am Eingange des Passes noch in 2150 m zentralalpine Geschiebe. Da der Gipfel

¹ Der Fernpaß und seine Umgebung in bezug auf das Glazialphänomen. XI. Progr. d. Privatgymnasiums Brixen 1886. S. 20.

(2259 m) gerundet ist, ist er wahrscheinlich vom Eise überflossen gewesen. Ferner passierte ein Eisstrang das Marienberger Jöchl, wie ich bereits 1882 zeigen konnte (3, S. 58). Gerundete Formen lehren, daß er hier bis 2073 m reichte (10, S. 508). Leider haben die Abfälle des Grubigsteins gegen Bieberwier und der Upsspitz gegen Lermoos noch nicht gelockt, die Höhe der Erratika auf ihnen zu bestimmen. Aus ihren gerundeten Formen schließen wir mit J. SÖLCH (31, S. 73) auf eine Eishöhe von 1900 bis 2000 m im Becken von Lermoos. Ein prachtvoller Gletscherschliff verriet 1880 bei Bieberwier, daß die Eisbewegung hier nach Norden bis Nordnordosten gerichtet war, auf das Loisachtal zu (3, S. 464). Weiter nördlich war das weite Plateau auf den Törlen (1584 m) auf der rechten Seite des Loisachtales vom Eise überschritten gewesen. Es ist in seiner ganzen Erstreckung eine großartige verkarstete Rundhöckerlandschaft. Kristalline Geschiebe finden sich ziemlich selten in 1530 bis 1550 m Höhe. Es kann keine ganz dünne Eismasse gewesen sein, die hier überfloß. Die rundlichen Formen des Tormetz (1810 m) auf der anderen Talseite lassen mutmaßen, daß sie auch darüber reichte. Wir nehmen daher für die Eishöhe am Loisachknie bei Griesen rund 1800 m an. Auf 1700 m endlich veranschlagt sie R. v. KLEBELSBERG (17, S. 238) dort, wo sich weiter nördlich das Eis durch die Elmau ins Ampertal drängte und Inntalgesteine dahin frachtete.

Von diesem südnördlich gerichteten Hauptstrang des Eises lösten sich nach beiden Seiten Äste los. Schon im Fernpaßtale zweigte sich ein Arm ab, der über den Tegespäß ins Lechgebiet floß, wie FALBESONER zuerst festgestellt hat. Ein zweiter Arm ging vom Lermooser Becken durch das Hintertorental gleichfalls zum Lech. Hatte er ein ähnliches Oberflächengefälle wie der dem Loisachtal folgende, so hatte er, bevor er den Plansee erreichte, dieselbe Höhe wie jener bei Griesen. Es ist daher ausgeschlossen, daß ein Ableger von ihm, wie JOSEPH MÜLLERS Karte darstellt, über das Planseetal und über das Neidernachtal zum Loisachtale zurückkehrte. Vielmehr ist sicher, daß sich von letzterem bei Griesen ein Ast durch das Neidernachtal zum Ostende des Plansees zog und von hier durch den Ammerwald zur Amper floß, deren Längstal er nach R. v. KLEBELSBERG mit 1500 m Oberflächenhöhe betrat. Die Hauptmasse des Fernpaßeises aber floß mit über 5 km Breite über die Hochfläche der Törlen in die Talweitung von Garmisch-Partenkirchen, wo sie mit dem linken Flügel des Mittenwalder Eisfächers zusammenstieß. Wir haben es also auch nördlich des Fernpasses mit einem gewaltigen Eisfächer zu tun, dessen hauptsächliches Ausstrahlungsgebiet das Becken von Lermoos war. Von hier sank die Eisoberfläche nach Nordwesten und Nordosten, ganz ebenso wie die Oberfläche des Eises nördlich Mittenwald und ähnlich wie die des Achentaler Eises in der Nähe des Isartales.

Nördlich der Mauern des Wetterstein- und Karwendelgebirges breiteten sich also drei große Eisfächer aus, die jeweils nördlich der Mitte der drei Gebirge miteinander in Berührung kamen. Hier war daher die Eishöhe an ihrem Nordabfalle am geringsten. Daran änderte sich nichts durch die Tatsache, daß aus beiden Gebirgen hier eigene Gletscher herauskamen, nämlich im Partnachtale und im Rißtale. Am Ende der Längstalstrecke der Riß hat

das Eis nicht über 1700 m gestanden. Viel höher aber auch kann nicht das dem Partnachtales ent quellende Eis gereicht haben. Es hat sicher nicht die Höhe der Schachenalm erreicht und blieb in deren Nähe unter 1800 m. Damit steht im Einklang, daß sich auf der Nordseite des Reintales, wie das obere Partnachthal auch genannt wird, am Schönberge eine deutliche Schriffkehle erst in 1900 m, und weiter oberhalb am Blassenkopf erst in 2000 m Höhe findet. Das Reintal war also noch in seiner obersten Partie weniger hoch mit Eis erfüllt als das Geißtal (2200 m) zwischen Wettersteingebirge und Mieminger Kette. Erst auf der Höhe des Platt stand das Eis höher, es zog sich hier über rundgeschliffene Buckel von 2400—2500 m hinweg und lehnte sich in 2800 m Höhe an Schneefernerkopf und Zugspitz. Wenn es aber auch im Reintale weniger hoch reichte als im Geißtale, so stand es doch erheblich höher als die Stufenmündungen des kleinen und großen Hundstalls; nur die daran sich knüpfenden Kare, wie das obere Reintal und das Schüsselkar, ragten über den Talgletscher hervor. Ähnlich lagen die Dinge im Höllentale. Wenn sich die Beobachtung von A. SCHLAGINTWEIT (1, Taf. XIX) bestätigt, daß an der Partnach schon in der Mitterklamm erratisches Material vorkommt, so erscheint schon dicht am Fuße des Wettersteingebirges die Spur des Partnachgletschers verwischt.

Das Schicksal unserer drei Eisfächer war ein verschiedenes. Der des Achentaler Eises beschränkte sich auf das Isartal und gab nur einen kleinen Zweig zum Tegernsee ab. Der Mittenwalder Fächer gabelte sich. Der Hauptast folgte dem Walchensee-Kochelseetale nach Norden und dem Isartale nach Osten, der zweite floß nordwestlich ins Loisachtal, wo er sich mit dem über »die Fern« gekommenen Eise traf. Letzteres hat sich am öftesten gegabelt. Zwei Äste sandte es bis ins Lechtal. Sie brachten zentralalpine Geschiebe bis an die rechte Flanke von dessen Mündung. Zwei schmale Zweige schob es ins Ammertal. Vier große Tore führten die drei vom Inntale gekommenen Eisströme aus den Alpen heraus. Sie verbreiteten sich hier um so weiter im Vorlande, je größere Zuflüsse sie in sich vereinten. Das aus dem breiten und tiefen Loisachtale kommende Eis reichte im Ammerseetale am weitesten nach Norden. Etwas weniger weit erstreckte sich der Walchensee-Kochelseegletscher im Bereiche des Würmsees, noch weniger weit der Isargletscher und schließlich der sich auf dem Vorland im Wertachgebiete breit machende Lechgl. In kleinen Pforten erreichten im Ammertale und im Tegernseetale kleine Stränge zentralalpiner Eises gerade das Vorland. Nachstehende Tabelle stellt die Umbildung der drei großen Eisfächer dar:

Fernpaßstrang		Mittenwalder Strang		Achentaler Strang
Lechgl. r., Ammergl.,	Loisachtalgl. links	Loisachtalgl.,	Walchenseegl.	Isartalgl., Weißachtalgl.
Lechgl., Ammertalgl.	Loisachtalgl.	Kochelseegl.	Würmseegl.	Isartalgl., Tegernseegl.
Wertachvorlandgl.	Ammerseegl.			Eisfächer von Tölz

Das Bild über die Eisverbreitung in den Bayerischen Alpen, das sich nunmehr ergibt, entspricht im Grundriß dem von mir 1882 entworfenen. Nur erscheint die Vergletscherung viel mächtiger, das Bereich der Firnkämme

viel schmaler. Wir haben aber kein Inlandeis, wie damals angenommen, sondern bloß ein Eisstromnetz im Gebirge. Klarer als früher treten die Stränge zentralalpiner Eises hervor, die durch Lücken im nördlichen Gehänge des Inn-ales sich in die Kalkalpen ergossen, und es zeigt sich, daß sie noch mitten in den letzteren sich gut durch ihre Wölbung voneinander sonderten. Deutlich tritt ferner hervor, daß sie auch aus den Kalkalpen Zuflüsse erhielten. Aber diese sind nur so weit sicher nachweisbar, als sie sich in scharf umgrenzten Tälern bewegten. In der großen Längstalfurche zwischen Hochalpen- und Voralpenzug ist ihre Spur verwischt. Dasselbe gilt von jenem kalkalpinen Eise, das randlich das zentralalpine bei seiner Wanderung durch die Tore des Hochalpenzuges begleitete, wie wir im Mittenwalder Tore nachweisen konnten. Ähnlich war es am Fernpasse, an dessen rechter Seite zwar das zentralalpine Eis Erratika bis über die Mittenauualpe (1750 m) hinauf frachtete; aber an der linken Seite des Tegestales fehlen sie, wie FALBESONER ausdrücklich bemerkte, während sie auf der rechten auftreten. In welchem Mantel von kalkalpinem Eis der dem Achenseetale folgende Ast des Inngletschers stak, hat H. v. WOLF kürzlich gezeigt (26). Dort nun, wo die fächerförmige Ausbreitung der Eisstränge erfolgte, da breiteten sich die schmalen zentralalpiner Stränge mehr aus als ihre kalkalpinen Begleiter und überschütteten den größten Teil des Eisfächers mit kristallinen Geschieben. In welcher Weise dies im Bereiche des Mittenwalder Fächers geschah, haben wir einzeln dargetan. Dasselbe gilt vom Fächer des Fernpasses. Er frachtete zentralalpines Material nach Westsüdwest in der Richtung auf Heiterwang und nach Nordost auf die Törlen. Der Eisfächer des Achenseetales brachte kristalline Geschiebe sowohl nach Südwesten in das Dürrachtal wie auch nach Nordosten. Durch diese Ausbreitung zentralalpiner Eises wurden zentralalpine Geschiebe allenthalben bis an den Nordfuß des Hochalpenzuges verfrachtet, und das kalkalpine Eis scheinbar zum Verschwinden gebracht. Wir können seine Wege weder aus dem Partnachtale noch aus dem Rißtale heraus nach Norden verfolgen.

In welcher Weise die Verdrängung, denn nur um eine solche kann es sich handeln, erfolgte, konnten wir an der Flanke des Mittenwalder Eisfächers feststellen. Die Grenze der häufigen zentralalpiner Geschiebe steigt nach Nordosten hin um beinahe 400 m an. Das sieht so aus, als hätte sich der zentralalpine Eisfächer geradezu unter seinen kalkalpinen Saum geschoben. Mehrfach ist bereits ausgesprochen worden (7, S. 272. 8, S. 180. 26, S. 217), daß ein solches Unterschieben geschah. Es erscheint durchaus denkbar. Sehr mächtige, sich deshalb rasch bewegende Eismassen zentralalpiner Ursprungs werden bei fächerförmiger Ausbreitung minder mächtige und daher langsamer fließende kalkalpine Eismassen nicht nur zur Seite drängen, sondern auch unterschieben können. Aber es ist auch in Erwägung zu ziehen, was beim Kommen und Gehen der Vergletscherung geschah. War zentralalpines Eis eher in den großen Tälern der Kalkalpen als deren eigene Gletscher, so mußten sich diese über jenes ergießen. Es kam keine Unterschiebung durch dasselbe zustande, sondern eine Überschiebung des zentralalpiner Eises durch das kalkalpine. In beiden Fällen haben wir zu gewärtigen, daß die Bahn des unter dem kalkalpinen Eise strömenden zentralalpiner Eises mit zahlreichen zentral-

alpinen Geschieben überstreut ist, die dann an den Grenzen jäh aufhören. Aber ein solches jähes Aufhören findet nicht statt. Vielmehr werden, ganz ebenso wie im Tore von Mittenwald, die zentralalpinen Geschiebe an den Flanken seltener und seltener und schließlich ganz selten. Es sieht so aus, als ob an den Rändern nur eine unbedeutende Bestreuung der kalkalpinen Gletscherbahnen mit zentralalpinem Materiale stattgefunden habe, und das erheischt eine andere Erklärung als durch Annahme von Unterschiebung des einen oder Überschiebung des anderen. Eine solche Erklärung bietet sich, wenn wir uns den Zerfall der Vergletscherung in seinen Einzelheiten vergegenwärtigen. Er vollzog sich in der Weise, daß die kalkalpinen Zuflüsse nicht mehr die in den großen Tälern liegenden zentralalpinen Eismassen erreichten, und diese konnten schließlich von unten her in die Täler hereindringen, die während der Höchstvergletscherung ihnen Zuflüsse gesandt hatten; hier frachteten sie zentralalpine Geschiebe aufwärts, die nur sparsam im Bereiche der frühereren kalkalpinen Gletscher ausgestreut wurden. Ähnliches mußte sich auch dort entwickeln, wo die kalkalpinen Zuflüsse der Talgletscher sich minderten, dann ging der in der Mitte gelegene zentralalpine Strang in die Breite.

Wir haben eine Reihe von Fällen kennengelernt, wo ein derartiges seitliches Abirren zentralalpiner Materiales in die Seitentäler hinein stattfand, die vorher dem Gletscher Zuflüsse zusandten. Dies gilt insbesondere für die bei Scharnitz mündenden Karwendeltäler, deren Mündungsbereich mit dem zentralalpiner Material überstreut ist, das sich im Gleierschtales bis zur Amtssäge verfolgen läßt. Das gilt vom Bereich des Gassellahnbach- und Seinsbachtals bei Mittenwald und insbesondere für das Rißgebiet. Hier bieten sich zwei Möglichkeiten, das Eindringen zentralalpiner Eises zu erklären: Entweder kam es, wie H. v. WOLF annimmt, über den Sattel der Vereinsalpe in das Fernersbachtal und aus diesem über den Sattel von Vordersbachau in das Rißtal selbst, oder es drang von unten her in dasselbe ein. Es hat sich gezeigt, daß die Ansicht von H. v. WOLF nicht bloß schwer mit den vorliegenden Beobachtungen in Einklang zu bringen ist, sondern auch zu einer Reihe recht schwer haltbarer Konsequenzen führt. Es muß nicht nur angenommen werden, daß alle Spuren des angenommenen Stranges zentralalpiner Eises auf dem Paßgebiet der Vereinsalpe völlig weggewischt worden sind, sondern es muß auch angenommen werden, daß die sich breitmachenden kalkalpinen Gletscher einen außergewöhnlich großen »mechanischen« Vorstoß von 5 km machten. Alle diese Schwierigkeiten werden beseitigt, wenn wir annehmen, daß die zentralalpiner Geschiebe aus dem Isartale von unten her in das Rißgebiet einwanderten. Wir erachten daher alle hier vorgefundenen zentralalpiner Geschiebe für abgeirrt und nehmen nicht an, daß sie über die Vereinsalpe gekommen sind, ebenso wie wir nicht glauben, daß die des Gleierschtales bei der Amtssäge über den Erlersattel dahin kamen, wo wir zentralalpine Geschiebe bis über 1900 m hinaus verfolgten. Denn zwischen hier und dem Gleierschtales fehlt im Christentale, wie auch AMPFERER (10, S. 464) bemerkt hat, zentralalpines Material völlig. Auch die im Dürrachtale oberhalb Fall auftretenden zentralalpiner Geschiebe erachten wir für abgeirrt.

Solche abirrenden Geschiebe finden sich nur tief unten in den Tälern, und sie liegen stets in der Nähe von Staueebildungen, die auf ein Zerreißen

des Eises hinweisen. Dies gilt auch für die im Gleierschtale bei der Amtsäge auftretenden: sie liegen in einer Bändertonablagerung. Die am Saume des großen Eisstromes gelegenen zentralalpiner Geschiebe stellen also keine Stromlinien dar, sondern sie zeigen lediglich an, bis wohin zentralalpines Eis bei dem Rückzug sich ausbreitete, als die kalkalpinen Zuflüsse aufhörten. Sie geben die Höhe an, die das zentralalpine Eis noch hatte, als es von den kalkalpinen Gletschern nicht mehr erreicht wurde. Es lehren uns die kalkalpinen Geschiebe im Wettersteinwald, daß bei einer Höhe von 1200 bis 1300 m der Talvergletscherung die seitlichen Zuflüsse aussetzten, und wenn sie an der rechten Flanke des Isartales im Norden höher ansteigen als im Süden, so bekundet dies, daß das Aufhören der kalkalpinen Zuflüsse sich im Norden früher fühlbar machte als im Süden, was naturgemäß erscheint.

Die Stromlinien des Maximums der Vergletscherung sind durch das Auseinanderfließen der unterernährten Talgletscher verwischt worden. Möglicherweise kann man ihre Spuren indes draußen im Alpenvorlande erkennen, wo während des Maximums der Vergletscherung eine stationäre Bewegung eingetreten sein muß. Vielleicht finden sich hier im Norden des Ammersees Gebiete, in denen kalkalpine Geschiebe ausschließlich vorherrschen; sie könnten dem kalkalpinen Eisstrange entsprechen, der das Wettersteingebirge umfloß, aus diesem durch den Partnachgletscher gespeist wurde, und der zwischen dem Fernpaß und dem Mittenwalder zentralalpiner Eise im Loisachtale nach Norden strömte.

Die Tatsache, daß das in den Kalkalpen sich weit ausbreitende zentralalpine Eis sozusagen mit kalkalpinem verbrämt war, erschwert in hohem Maße die Festlegung der oberen Grenze des Eises. Dieselbe entbehrt in den Kalkalpen in der Regel der morphologischen Kennzeichen, die in den Zentralalpen so sicher zu ihrer Auffindung leiten. Schliffkehlen fehlen meistens. Das darf in einem Gebiete, das unter einer langsam sich bewegenden Eisüberschwemmung lag, nicht überraschen; denn diese war an ihren Ufern ebensowenig wirksam wie die Überschwemmung eines Flusses an ihren äußersten Grenzen. Zudem sind rundliche Formen dem niederen Gebirge vielfach eigentümlich und dürfen nicht ohne weiteres auf Eistätigkeit zurückgeführt werden. Nur an den immerhin seltenen Stellen, wo sich die aus den Zentralalpen gekommenen Eismassen an Erhebungen spalteten, die ihnen keine Zuflüsse entgegensandten, können wir durch die leicht erkennbaren zentralalpiner Geschiebe festere Anhaltspunkte für die obere Gletschergrenze erhalten. Angesichts der Seltenheit solcher Stellen kann nicht wundernehmen, daß unsere jetzigen Untersuchungen die obere Gletschergrenze um 200 bis 400 m höher festlegten als 1882. Unser Kärtchen sieht daher anders aus als das damals gezeichnete.

Auch in den Rückzug der Vergletscherung haben wir nunmehr einen besseren Einblick gewinnen können, als 1882 und 1902 möglich war. Er vollzog sich wie folgt: Es sank die Oberfläche des Eises ein, und dessen Ende zog sich wie im Inntale quantenweise (18, S. 104) zurück. Infolge des Einsinkens der Gletscheroberfläche löste sich der große Eisfächer von Mittenwald in zwei Einzelgletscher auf, die noch eine Zeitlang im Isar- und im Loisachtale nebeneinander bestehen blieben. Von den großen Talgletschern

lösten sich ihre aus den Kalkalpen kommenden Zuflüsse. Es rissen Lücken in der Vereisung auf, in denen sich glaziale Stauseen bildeten. In einige derselben schoben sich die kalkalpinen Gletscher hinein, die durch die große Vereisung hoch aufgestaut gewesen waren und nun den aufgespeicherten Energievorrat zu einem Vorstoß benutzten, der sich nicht auf klimatische Ursachen zurückführt. So kommt es denn, daß wir über einigen spätglazialen Stauseebildungen Moränen finden. Letztere gehören ausschließlich kalkalpinen Gletschern an, welche einen »mechanischen« Vorstoß machten.

Folgende während des Gletscherrückzuges vorhanden gewesene Stauseen haben wir kennengelernt:

Links der Loisach:	Der Ettaler Stausee	870 m
Zwischen Loisach und Isar:	Der Ellmau-Partnach-See	1005 »
	Der Kranzbachsee	1030 »
	Der Kreidenbachsee	1100 »
Rechts der Isar:	Der untere Rißtalsee	850 »
	Der Fermersbachsee	1110 »
	Die Seen des Seinsbaches	1250—1340 »
	Der Gassellahnbachsee	1110 »
	Der Gleierschsee bei der Amtssäge	1270 »
	Der Gießenbachsee	1240 »
Dazu gesellt sich noch ein See	auf der Paßhöhe von Seefeld	1180 »

Eine derartig ausgedehnte glaziale Stauseebildung beim Gletscherrückzuge war bisher aus den nördlichen Kalkalpen nicht bekannt. Wenn von Stauseebildungen die Rede war, so wurden sie im allgemeinen in die Zeit des Herannahens der Vergletscherung verwiesen. In diese stellte ich auch 1882 die Entstehung zweier Seen in den Bayerischen Alpen, die im wesentlichen durch Schotter aufgedämmt werden, nämlich den Achensee und den Plansee. Ich nahm an, daß sie durch eine mächtige, der Vergletscherung vorausgehende fluvioglaziale Aufschotterung gestaut worden seien. Die »unteren Glazialschotter« habe ich seither auflösen können in interglaziale und frühglaziale, aber auch zeigen können, daß nicht jeder im Liegenden von Moränen auftretende fluvioglaziale Schotter beim Herannahen der Vergletscherung entstanden sein muß. Die Schotter auf dem Ettaler Berge (23, S. 225) erweisen sich als spätglazial, abgelagert an den Flanken des sich im Loisachtale zurückziehenden Gletschers. Gleiches wurde für die oberen Schotter des Achenseedammes gemutmaßt. Der Achensee kann als permanent gewordener glazialer Stausee angesprochen werden. Glaziale Stauseen können eben dort sich erhalten, wo die Moränen- oder Schotterablagerung an den Flanken eines sich zurückziehenden Gletschers so bedeutend ist, daß das durch sie aufgestaute Seitental über eine niedere Schwelle seiner Umrandung abfließen kann. Das gilt vom Achensee wie vom Plansee. Meine alten Beobachtungen (3, S. 162) lassen sich mit der Annahme von E. FELS¹ vereinigen, daß der den See ab-

¹ Der Plansee. Eine geographische Seenstudie. München 1913 S. 68. Der Ansicht von O. AMPFERER (Glazialgeologische Beobachtungen in der Gegend von Reutte. Verhandl. k. k. geol. Reichsanstalt 1907 S. 345), daß die Schotter vom Lech aus aufgeschüttet wurden, vermag

sperrende Damm beim Rückzuge der Vergletscherung aufgeworfen wurde. Das kann schwerlich von einem von Westen kommenden Aste des Lechgletschers geschehen sein, wie LEVY (21, S. 94) meint, sondern kann nur durch die Zunge eines Gletscherastes bewirkt sein, der sich vom schwindenden Loischgletscher im Tale der Neidernach aufwärts bis zum Plansee erstreckte; denn der Loischgletscher war es, der sein Eis ins Lechtal überfließen ließ, und der Lechgletscher drang nicht zum Ammergebiete vor. In beinahe 1000 m Höhe endend, verlangte dieser Gletscherast im Loischachtal bei Griesen etwa dieselbe Eishöhe wie das Eis, das bei Partenkirchen am Kankerbach den kleinen See aufstaute. Aber während letzterer verschwand, als sich das ihn stauende Eis zurückzog, konnte sich der Plansee erhalten. Beide Stauseen, der verschwundene und der erhaltene, gehören wahrscheinlich derselben Phase des Eisrückganges an.

Die in engen Grenzen sich bewegende Höhenlage unserer spätglazialen Stauseen kann den Gedanken wecken, daß sie allesamt einem länger dauernden allgemeinen Halte, einem bestimmten Stadium im Rückzuge der Vergletscherung angehören. Das ist nicht der Fall; denn nur in Ausnahmefällen hat das stauende Eis mächtigere Moränen- oder Schotterablagerungen hinterlassen. In der Regel fehlen solche, und der ehemalige Stausee verrät sich mehr durch seine Sedimente als durch seinen Damm. Auch sind die Stauseen nicht gleich alt. Als unten im Rißtale ein Stausee mit 850 m Spiegelhöhe bestand, mußte der Stausee im tributären Fermersbachtale, auf dessen Delta die Brandelalpe steht, bereits abgelaufen sein. Entsprechendes gilt vom Kranzbach- und Kreidenbachsee. Im allgemeinen kann gesagt werden, daß von den Stauseen im gleichen Talgebiete der höhere der ältere ist, daß aber in verschiedenen Talgebieten gleich alte Stauseen in verschiedenen Höhen gelegen gewesen sein können, und zwar im höheren Talgebiete höher als im tieferen. Man kann sich sehr wohl vorstellen, daß es derselbe Gletscherstand war, der im Rißtale den See mit 850 m Spiegelhöhe aufdämmte, welcher auch den See im Kranzbachtale mit 1030 m Höhe staute. Die gleiche Höhe der Stauseen im Seinsbachtale und im Gießenbachtale berechtigt nicht, sie für gleich alt zu halten; beide erheischen lediglich gleiche Höhen des absperrenden Eises, in einem Falle also eine Höhenminderung der Vergletscherung um 500 m, im anderen um 900 m. Das kann nicht gleichzeitig der Fall gewesen sein. Der Gießenbacher Stausee ist der jüngere, wahrscheinlich der jüngste von allen.

Zwei deutlich ausgesprochenen Rückzugsstadien begegnen wir in unserem Gebiete. Wir verzeichnen nur die von uns beobachteten auf unserem Kärtchen. Das eine wird repräsentiert durch zum Teil ganz großartige Ufer- und Endmoränen kleiner Talgletscher, die in der Art von firnfeldlosen Gletschern von den Felswänden der nördlichen Karwendelkette ausgingen, das andere durch kleine Hängegletscher, die sich an deren Fuß lagerten. Das erstere verlangt eine Schneegrenze von 1800 m, rund 600 m unter der heutigen. Wir identifizieren es daher mit dem Gschnitzstadium. Das andere schließt

ich nicht beizupflichten; gekritzte Geschiebe kennzeichnen sie als fluvioglaziale Gebilde, ja, man könnte sie sogar als Schottermoränen bezeichnen. AMPFERER scheint in seiner Auffassung schwankend geworden zu sein (29, S. 43). Nichts Eigenes berichtet Jos. MÜLLER a. a. O. S. 88.

bereits Schneeflecken ein. Es kann mit dem Daunstadium parallelisiert werden. Eine mit dem Gschnitzstadium einsetzende starke Gehängeschuttbildung läßt sich bis in das Isartal hinein verfolgen und verzahnt sich hier mit dessen als postglazial beschriebenen Schotterterrasse. Daraus ergibt sich deren Zugehörigkeit zum Gschnitzstadium, sowie weiter, daß während desselben das Isartal mindestens von der Leutaschmündung an eisfrei gewesen ist. Die spätglazialen Stauseen waren deswegen und überdies, weil auf ihren Tonen gelegentlich Moränen des Gschnitzstadiums aufsitzen, älter als das letztere.

Wie regelmäßig die Entwicklung der Gschnitz- und Daunstadial-Gletscher auf der Nordseite des Karwendelgebirges gewesen ist, erhellt aus der folgenden Übersicht ihrer tiefsten Enden und geradlinigem Abstände vom Kamme:

	Gschnitz- stadium m	Geradliniger Abstand vom Kamme km	Daunstadium m	Mittlere Höhe der Umwallung m
Vordere Karwendelkette.				
Gassellahnbach:				
Dammkar.....	1100	2.5	—	2250
Mitterkar.....	1200	2.3	1630	2200
Seinsbach:				
Wörnerkar.....	1350—1370	2.6	1500	2200
Fermersbach:				
Hufachboden.....	1200	2.7	—	2250
Thomasalpl.....	—	—	1600	2400
Wechselboden.....	1300	—	1585	2500
Rontal.....	1200	3.3	—	—
Tortal.....	1200	2.0	—	—
Hintere Karwendelkette.				
Hochalpsattel.....	—	—	1750	2400
Johannestal.....	1200	3.3	—	2600
Lalidertal.....	1100	5.0	1500	2600
Engtal.....	1200	3.2	—	2600

Es liegen die Enden der Gletscher des Gschnitzstadiums durchweg in 1100 bis 1200 m Höhe; eine Ausnahme macht nur der Wörnerkargletscher, der höher endete, weil er sich nur bis auf einen Paß, nicht bis in Täler hinein erstreckte. Im weiteren Höhenintervall, nämlich zwischen 1500 und 1700 m Höhe, halten sich die Enden des Daunstadiums. Am tiefsten liegen sie dort, wo sie von den steilsten Wänden überragt werden (Wörnerkar und Lalidertal), am höchsten, wo sie die freieste Lage haben. Zur Bestimmung der Schneegrenzhöhen sind sie wenig geeignet.

Moränen des Gschnitz- und des Daunstadiums sind durch die ganzen Alpen verbreitet. H. v. WOLF hat sie im Bereiche des Achenseetales kürzlich in großer Zahl kennengelehrt (26, S. 288) und hier auch solche des Bühlstadiums gefunden, d. h. eines Stadiums, das eine Lage der Schneegrenze 900 m unter der heutigen voraussetzt. Moränen eines solchen Stadiums haben wir in unserem Gebiete nicht gefunden. Anzeichen eines ersten längeren Haltes vom Gletscher-

schwunde finden wir erst weiter nördlich. Innerhalb des großen Endmoränengürtels, welcher mit 3—4 Wällen den Ammersee und Würmsee umspannt, liegt bei Weilheim oberhalb des Ammersees eine Schotterfläche, die in Moränennähe aufgeschüttet worden ist und ein typisches Stadium des Eisrückganges darstellt. Ich habe dieses 1902 (7, S. 337) zum Bühlstadium gerechnet, währenddessen die Schneegrenze etwa zwischen jener des Maximums der Vergletscherung und des Gschnitzstadiums gelegen war. Das trifft für das Weilheimer Stadium zu. Es weist auf einen Rückgang von 36 km und ein Sinken der Eismächtigkeit um 400—500 m. Wir können uns einigermaßen die zugehörige Vergletscherung unseres Gebietes vorstellen, wenn wir uns die hocheiszeitliche um den genannten Betrag gesenkt denken. Wir erhalten dann in der Talweitung von Garmisch-Partenkirchen 1200—1300 m, so daß also ein Überfließen über die Vereinsalp bei Mittenwald in 1300—1400 m zum Fermersbache ausgeschlossen war; für die Abzweigung vom Inngletscher bei Seefeld ergibt sich während dieses Stadiums eine Höhe von 1700—1800 m. Diese Zahlen können natürlich nur in grober Annäherung als richtig gelten. Sie lassen indes erkennen, daß die Eisoberfläche damals in der Talweitung von Garmisch-Partenkirchen-Mittenwald unter der entsprechenden Schneegrenze gelegen war, die wir auf 1500 m veranschlagen. Es war das Abschmelzgebiet des Eises bereits bis an den Fuß des Wetterstein- und Karwendelgebirges gerückt.

Der Rückzug der Vergletscherung in unserem Gebiete ging in ähnlicher Weise in kleinen Quanten vonstatten wie der der skandinavischen Vergletscherung, wenn schon wir nicht wie in Schweden förmliche Jahresringe des Schwindens feststellen können. Er wurde hier wie da durch große Halte unterbrochen. Einen ersten finden wir im Norden innerhalb der Grenzen des maximalen Standes der letzten Vergletscherung auf dem baltischen Höhenrücken, einen zweiten im mittleren Schweden, in den Provinzen Ost- und Westgotland, und in der Salpausselkä Finnlands. Ein dritter Halt ist im Norden, wo bekanntlich schließlich nur ein Eiskuchen östlich der skandinavischen Wasserscheide übrig blieb, während das westlich gelegene Gebirge schon eisfrei war, nicht erkennbar. Aber die baltische und die gotische Randlage des Eises haben ein ähnliches Verhältnis zur maximalen, letztmaligen Eisausdehnung wie die Bühlmoränen von Weilheim und das Gschnitzstadium der Alpen. Die baltischen Moränen schließen das Gebiet der randlichen, glazialen Akkumulation ebenso binnenwärts ab wie die Bühlmoränen von Weilheim; die Gschnitzmoränen verlangen eine halb so tiefe Herabdrückung der eiszeitlichen Schneegrenze wie die äußersten Würmmoränen, und die gotischen Endmoränen liegen rund halbwegs Rand und Mitte der nordischen Vereisung. Wegen dieser Ähnlichkeiten parallelisieren wir die baltischen Endmoränen mit dem Bühlstadium, die gotischen Endmoränen mit dem Gschnitzstadium. Der Gedanke an eine solche Parallelisierung hat sich längst aufgedrängt, aber er war so lange undurchführbar, als es schien, daß auf die Würmvergletscherung zunächst ein weitgehender Gletscherrückgang der Achenschwankung und dann erst ein neuer Vorstoß des Bühlstadiums gefolgt sei. Anzeichen einer derartigen Schwankung fehlen im Norden; die baltischen Moränen gehören nicht zu einem neuen Gletschervorstoß. Seitdem sich nunmehr gezeigt hat, daß

alle die der Achenschwankung zugeschriebenen Schotter, sowohl die des Inn-ales (18, S. 109) wie auch der Gegend von Murnau, auf der Hochebene teils interglazial, teils frühglazial sind (23, S. 224), somit die Gründe für Annahme einer Achenschwankung in den nördlichen Kalkalpen entfallen, ist der Differenzpunkt in der Entwicklung der nordischen und alpinen Vereisung geschwunden. Aber mit der Achenschwankung ist nicht auch das Bühlstadium gefallen. Mag die Ansicht O. AMPFERERS¹ zutreffen, daß es im Innale bei Kirchbichl nicht vorliegt — ich habe die Gegend nicht neuerlich untersucht —, so sind doch vielfach im Umkreise der Alpen Endmoränen vorhanden, die ziemlich weit vom Ende der Würmvergletscherung auftreten, wie jene von Weilheim, und eine entschiedene höhere Lage der Schneegrenze verlangen als die der Würm-Eiszeit, die aber von den Moränen des Gschnitzstadiums noch ziemlich weit entfernt sind (7, S. 1164). Wir bezeichnen sie nach wie vor als Bühlmoränen und parallelisieren sie mit den baltischen Moränen des Nordens. Mit ihrer Ablagerung ließ DE GEER seine gotiglaziale Zeit beginnen, während er deren Ende durch die mittelschwedischen, uns als gotisch bezeichneten Endmoränen bestimmte. Nach seiner Warfenzählung berechnet er² die Dauer des Eistrückganges von Schonen bis an die gotischen Endmoränen auf 3000 Jahre. Damit ist aber nicht seine gesamte gotiglaziale Zeit erfaßt. Es heißt noch die Dauer des Eistrückzuges vom baltischen Landrücken bis Schonen hinzufügen. Diese möchten wir auf mindestens 2000 Jahre schätzen. Danach würde sich die Dauer des Eisschwindens von den baltischen bis zu den gotischen Endmoränen oder, auf alpine Verhältnisse übertragen, vom Bühlstadium bis zum Gschnitzstadium auf 5000 Jahre belaufen. Das ist auch DE GEERS nunmehrige Ansicht. Für die Bildungsdauer der mittelschwedischen Endmoränen errechnet DE GEER eine Zeit von 700 Jahren. Ihr würde die Dauer des Gschnitzstadiums entsprechen. 2000 Jahre verstrichen seit dessen Beginn bis zum Zerfall des Inlandeises in zwei Teile, DE GEERS finiglaziale Zeit. Sie hat kein Seitenstück in der alpinen Geschichte. Auf weitere 8700 Jahre schätzt DE GEER³ nach LIDÉNS⁴ neuesten Messungen die Dauer seiner Postglazialzeit. Danach würde sich das Alter des Gschnitzstadiums zu rund 10000 Jahren ergeben,

¹ Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Innale. Zeitschr. f. Gletscherkunde I. 1907. S. 29 (126).

² A Geochronology of the last 12000 years. Comptes rendus XI. Congrès géologique international. Stockholm 1910. S. 241—253. Deutsche Übersetzung: Geochronologie der letzten 12000 Jahre. Geolog. Rundschau II. 1912. S. 457.

³ Om naturhistoriska Kartor öfver den baltiska dalen. Populär naturvetenskaplig revy. Stockholm 1914. S. 189. In einer kürzlich erschienenen Abhandlung (Förhistoriska tidsbestämningar. Ymer 1925, S. 1) hat DE GEER den einen Fixpunkt seiner quartären Geochronologie verschoben. Er nimmt als Grenze zwischen der goti- und finiglazialen Zeit nunmehr den Moment, an welchem der südbaltische Stausee nördlich Billingen gegen die Nordsee abfloß. Dieser Moment kann geochronologisch sehr scharf erfaßt werden. Er liegt 1114 Jahre vor dem Zerfall der nordischen Vereisung, vor dem Ende der finiglazialen Zeit. Klimatisch ist er jedoch bedeutungslos. Wir bleiben daher bei DE GEERS älterer Abgrenzung der goti- und finiglazialen Zeit durch die gotischen Endmoränen, deren Ablagerung etwa 900 Jahre vor der Öffnung des Stausees bei Billingen begann. Dagegen nehmen wir DE GEERS neue Werte über die Dauer der jüngeren Stein-, der Bronze- und der Eizenzeit in unsere Tabelle auf; sie beruhen auf rein naturhistorischer Grundlage.

⁴ Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ångermanland. Sveriges geologiska undersökning. Afhandlingar i 4^o. S. Ca. no. 9. 1913.

und die gewaltige Moränenaufschüttung unter den Nordwänden der Karwendelkette wäre in den Jahren 8100—7400 v. Chr. erfolgt, also noch 3—4000 Jahre vor dem Einzug des neolithischen Menschen im mittleren Schweden. Andererseits würde das Yoldiamer Fennoskandias, dessen Ablagerungen sich namentlich innerhalb der gotischen Endmoränen erstrecken, in eine Zeit fallen, während welcher die alpine Vergletscherung sich auf die kurzen Talgletscher des Gschnitzstadiums beschränkt hatte, und der spätere Ancylussee hat vielleicht über das Daunstadium hinaus gedauert.

Geschah der Rückzug der alpinen Vergletscherung in ähnlichen Etappen wie der der nordischen Vereisung, so haben sich auch für die postglaziale Geschichte in den Alpen und im Norden in neuerer Zeit interessante Parallelen durch die Stratigraphie der Torflager ergeben. Es schaltet sich hier wie da in dieselben ein Grenzhorizont ein, der eine Unterbrechung im Wachstum des Torfes bezeichnet, und der nach neueren Untersuchungen etwa in die Bronzezeit fällt. JAMES GEIKIE¹ hat seine Bedeutung in Schottland zuerst erkannt und ihn wegen der in ihm erhaltenen Holzreste als Upper Forestian bezeichnet, der das Upper und Lower Turbarian trennt. Unter dem letzteren hat LEWIS einen zweiten Holzhorizont nachgewiesen, den J. GEIKIE Lower Forestian nennt. Diese vier Horizonte hat H. SCHREIBER² in den Mooren des Salzburgerischen wiedererkannt. Er unterscheidet hier von unten nach oben: älteren Bruchtorf (Lower Forestian), älteren Moostorf (Lower Turbarian), jüngeren Bruchtorf (Upper Forestian) und jüngeren Moostorf (Upper Turbarian). J. GEIKIE³ deutete die Torfhorizonte für Anzeichen eines kälteren, die Waldhorizonte für solche eines wärmeren Klimas. SCHREIBER ist ihm gefolgt, und er hat den unteren Bruchtorf mit dem Gschnitz-, den oberen Bruchtorf mit dem Daunstadium parallelisiert. J. GEIKIE hat sich dem angeschlossen³, ebenso J. MOSCHELES⁴. Ferner hat SCHREIBER die von ihm unterschiedenen vier Horizonte der Reihe nach mit der borealen, atlantischen, subborealen und subatlantischen Zeit von BLYTT und SERNANDER⁵ parallelisiert, welche auch von H. GAMS und R. NORDHAGEN⁶ in den Torflagern und Kalktuffen des Alpengebietes wiedererkannt worden sind. Beide folgen SCHREIBER, indem sie das Gschnitzstadium in die atlantische, das Daunstadium in die subatlantische Zeit von BLYTT verlegen. Wenn sie nun mit guten Gründen die Bronzezeit in die subatlantische Zeit versetzen, so würde jene älter als das Daunstadium sein.

Ich habe bereits 1902 angeführt (7, S. 382), daß das Daunstadium älter als die Bronzezeit ist und auch nicht in der jüngeren Steinzeit untergebracht werden kann, daher älter auch als diese ist. Diese Auffassung hat durch

¹ Late Quarternary Formations of Scotland. Zeitschr. f. Gletscherkunde. I. 1906. S. 21.

² Vergletscherung und Moorbildung in Salzburg. Österreichische Moorzeitschr. 1911/12. Staab 1912.

³ The Antiquity of Man in Europe. Edinburgh 1914. S. 293.

⁴ On the Late Quarternary History of Scandinavia. Man. XXIV. 1924. S. 75.

⁵ R. SERNANDER, Die schwedischen Torfmoore als Zeugen postglazialer Klimaschwankungen. Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. Stockholm 1911. (XI. Internationaler Geologenkongreß) S. 197.

⁶ Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. Mitteil. geogr. Gesellsch. München XVI 2. 1923. (Landeskundliche Forschungen, herausgegeben von der geographischen Gesellschaft München, Heft 25.)

die jüngsten pollenanalytischen Untersuchungen von F. FIRBAS¹ eine kräftige Unterstützung gefunden. Nach ihm sind die alpinen Torfmoore insgesamt in einer wärmeren Epoche gebildet worden. Er unterscheidet Eichenmischwald-, Fichten- und Buchen-, Tannenzeit, die der borealen, atlantischen und subborealen Zeit von BLYTT-SERNANDER ungefähr entsprechen. Gegen Ende der Torfbildungszeit geht in der subatlantischen Zeit die Baumgrenze etwas herab. Anhalte für irgendwelche glaziale Zustände ergeben sich während der ganzen Periode nicht. Der Wechsel zwischen den Zeiten der Torfbildung und der sich dazwischen schaltenden Waldhorizonte weist nach ihm nicht auf einen Wechsel kühlerer und wärmerer, sondern feuchterer und trocknerer Zeiten, was ja immer die Meinung skandinavischer Gelehrter gewesen ist. Die ganze Periode der Torfbildung ist ausgesprochen postglazial, und R. FIRBAS kann zeigen, daß sie auf das Daunstadium folgte; denn ein Torflager, das auf eine höhere Grenze des umgebenden Waldes als die gegenwärtige weist, findet sich am Moserboden, der, beinahe 2000 m hoch gelegen, während des Daunstadiums von Eis bedeckt gewesen sein muß.

Nun finden sich allerdings, wie durch NATHORST² längst gezeigt, auch an der Sohle alpiner Torflager Pflanzen von arкто-alpinem Charakter. Erst kürzlich ist an der Basis des großen Kolbermoores im Rosenheimer Becken eine allerdings dünne Lage mit Blättern von *Betula nana* durch GAMS und NORDHAGEN (a. a. O. S. 83) wieder nachgewiesen worden. Aber sie liegt nicht unmittelbar auf den Moränen des Inngletschers auf, sondern wird von denselben durch die mächtige, 150 m überschreitende Ausfüllung des alten Rosenheimer Sees getrennt. Mag dieselbe auch vielleicht teilweise einem interglazialen See angehören, so ist doch sicher, daß zwischen Gletscherrückzug und Ablagerung der Schicht mit *Betula nana* das Erlöschen eines Alpensees von 478 m Spiegelhöhe fällt, der beinahe die Größe des heutigen Bodensees hatte, und wenn wir auch dessen Rauminhalt nicht kennen, so ist doch klar, daß er den Gletscherrückzug längere Zeit überdauert hat. Diese trennt die Einwanderung der *Betula nana* vom Maximum der letzten Eiszeit. Mit *Betula nana* fand NATHORST auch Blätter von *Betula alba*, *Myrtillus uliginosa* und *Oxycoccus palustris*; beinahe unmittelbar darüber kommen Reste von Waldbäumen vor, meist Kiefer, wenig Fichte und Birke. Wir können nicht von einer Tundraflora sprechen, die der Waldflora vorausging, sondern die Zwergbirke erschien sozusagen am Saume des Waldes und war kein Relikt der Eiszeit, sondern ein Einwanderer, was auch von zahlreichen Polstern der *Dryas octopetala* auf den Schotterfeldern der Kalkalpenflüsse und einigen Stellen der norwegischen Küste gilt³. Ebenso fällt in der Gegend von Salzburg der Beginn der Moorbildung spät nach dem Schwinden des Eises. Sie

¹ Pollenanalytische Untersuchungen einiger Moore der Ostalpen. Lotos Bd. 71. Prag 1923. S. 187.

² Om den arktiska vegetationens utbredning öfver Europa norr om Alpena under istiden Öfversigt af K. Vet.-Akad. Förh. 1873. No. 6 S. 11. Über den gegenwärtigen Standpunkt unserer Kenntnis von dem Vorkommen fossiler Glazialpflanzen. Ebenda. Bd. 17. III. Nr. 5. 1892.

³ N. WILLE und JENS HOLMBOE, *Dryas octopetala* bei Langesund. Eine glaziale Pseudorelikte. Nyt Magazin f. Naturvidensk. XLI. H. 1. Kristania 1903. S. 27.

erfolgte gleichfalls erst nach der Auffüllung eines alten Sees, der sich im Zungenbecken des alten Salzachgletschers dehnte; mit 24.5 m Tiefe sind die Schotter unter dem Leopoldskroner Moos noch nicht durchbohrt. Ist unter dem letzteren eine Lage mit glazialen Pflanzen nicht nachgewiesen, so haben wir hier wie im Kolbermoor laut Pollenanalyse anfänglich namentlich Kiefern, die bald von Fichten, die ihrerseits dann von Buchen verdrängt werden. Wieder ist die Torfbildung durch ein weites Zeitintervall vom Maximum der Eiszeit getrennt. Und so ist es vielfach sonst. Deutlich hebt sich die Epoche der Torfbildung von der Eiszeit ab.

Dieselbe Aufeinanderfolge von Bäumen, welche die postglazialen, subalpinen Moore verraten, gibt sich nun auch, nach den Untersuchungen von K. RUDOLPH und F. FIRBAS¹, in den Mooren des Erzgebirges sowie des Innern von Böhmen zu erkennen. Beim Beginn der Moorbildung herrschte die Kiefer, dann erst erscheint die Fichte, die wiederum bald gegen die Buche zurücktritt. Diese Aufeinanderfolge ist auf dem Kamme des Erzgebirges nicht anders als im Innern Böhmens. Es rückt der Wald ein mit der Kiefer, dann folgt die Fichte. Daß diese Einwanderung erst spät nach dem Maximum der letzten Vergletscherung erfolgte, lernten wir bei Salzburg und Rosenheim. Vorher fand auch in Südböhmen, das von eiszeitlicher Gletscherbedeckung gänzlich freigeblichen ist, keine Torfbildung statt. In keinem dortigen Torflager gibt es Reste einer glazialen oder gar interglazialen Flora. Nur sporadisch findet sich einmal ein Pollen von *Betula nana*. Da nun hier die Bodenverhältnisse sich nicht geändert haben, so kann man das Einsetzen der Moorbildung in der Postglazialzeit nur auf veränderte klimatische Verhältnisse zurückführen. Das eiszeitliche Klima war für die Moorbildung allem Anschein nach zu trocken. Diese setzt erst seit einem Fechterwerden des Klimas ein.

Mit den Mooren kommt der Wald, anfänglich äußerst einförmig als Kiefernwald, dann erst in bunterer Mischung. Die Dinge liegen wesentlich anders, als ich 1902 zum Ausdruck brachte, indem ich die interglazialen Schieferkohlen von Hopfgarten im Brixentale und von Groß-Weil am Kochelsee (7, S. 320. 338) in die damals angenommene Achenschwankung verlegte. Der Wald hätte hier rasch dem sich zurückziehenden Gletscher folgen müssen, wenn er bereits während einer Schwankung beim Gletscherrückzuge in die Alpentäler einrückte. Die Notwendigkeit einer solchen Annahme ist entfallen, seitdem sich gezeigt hat, daß die der Achenschwankung zugewiesenen Ablagerungen durchweg in die Riß-Würm-Interglazialzeit gehören; das gilt insbesondere auch für die Schieferkohlen von Hopfgarten, die V. ZAILER² näher beschrieben hat. Ist die Zeit der Moorbildung und der Waldeinzug in den nördlichen Kalkalpen im wesentlichen postglazial, so darf man aus den an der Sohle mancher Torflager auftretenden sogenannten Glazialpflanzen auch nicht auf ein streng glaziales Klima schließen. Wie in Schweden die *Yoldia arctica* erst etwa um die Zeit nach dem alpinen Gschnitzstadium auf dem

¹ Die Hochmoore des Erzgebirges, Beihefte zum Botanischen Centralblatt. XLI. Abt. II. H. 1/2. Dresden 1924.

² Die diluvialen Torf-(Kohlen)lager im Talkessel von Hopfgarten, Tirol. Zeitschr. für Moorkultur und Torfverwertung. 1910. S. 267.

Gebiete der schwindenden Vereisung auftritt, so stellt sich auf dem Alpenvorlande *Betula nana* erst sehr lange nach dem Rückzuge des Eises ein.

Innerhalb unseres engeren Untersuchungsgebietes haben wir keinen Anhalt dafür gefunden, daß dem sich zurückziehenden Eise sofort eine dichtere Vegetationsdecke folgt. In keiner Ablagerung des Eiserückzuges haben wir nur eine Spur organischer Reste gefunden, wie sehr wir auch danach suchten. Völlig frei von solchen sind die lakustro-glazialen Tone. Erst auf den Rückzugsmoränen finden sich Torflager in ziemlich ansehnlicher Ausdehnung beim Wildmoos auf dem Seefelder Passe, der zwischen dem Bühl- und Gschnitzstadium eisfrei wurde. Sie sind in bezug auf ihren Aufbau und ihre Zusammensetzung noch nicht untersucht. Ihre Bildung kann, wenn man nur nach den Lagerungsverhältnissen urteilt, in die zweite Hälfte der Spätglazialzeit und in die Postglazialzeit fallen. Ablagerungen, deren Entstehung durch ihr Auftreten zeitlich mehr eingeengt werden könnte, haben wir in unserem Gebiete nicht. Auf den Moränen des Gschnitz- oder gar des Daunstadiums haben wir keine Torflager.

Folgende Tabelle macht unseren Versuch, die alpinen und die nordischen Eiszeitbildungen zu vergleichen, ersichtlich (siehe S. 366).

Unsere Untersuchungen haben die Zahl der Stellen, an welchen zwei Moränen durch mächtige Zwischenschichten nicht glazialen Ursprungs getrennt werden, um 10 vermehrt. Solche Zwischenschichten deuteten wir 1882 unbedenklich als interglazial und schlossen aus ihnen auf einen völligen Rückgang der Vergletscherung zwischen zwei aufeinanderfolgenden Vereisungen. 1902 nahmen wir einen freieren Standpunkt ein. Wir schlossen aus der Mächtigkeit der Zwischenschichten ohne weiteres weder auf eine lange Dauer der für ihre Bildung nötigen Zeit noch auf einen völligen Eiserückzug während ihrer Ablagerung und suchten zwischen interstadialen und interglazialen Schichten zu unterscheiden. Wenn wir auch heute prinzipiell noch auf dem letzteren Standpunkte stehen, so haben unsere Untersuchungen im wesentlichen die Ergebnisse von 1882 bestätigt. Alle die Ablagerungen dieses Gebietes, die wir 1902 als interstadial angesehen haben, nämlich die zwischen Moränen gelagerten fluviatilen und lakustren Terrassenbildungen der Täler, haben sich als interglazial erwiesen (22, 23). Nicht bloß an wenigen Stellen, wie H. v. Wolf (28, S. 255) angibt, sondern an fünf Örtlichkeiten, bei Oberleutasch, am Weidachsee, bei Krünn, bei Wallgau und am Wilfertsgraben, fanden wir Moränen unter den Terrassen des Isartales und außerdem einmal, bei Garmisch, unter der des Loisachtales. An fünf weiteren Örtlichkeiten fanden wir alte Breccien zwischen Moränen eingeschaltet. Solche Breccien haben wir 1882 und 1902 als interglazial aufgefaßt, aber der volle Beweis, daß zur Zeit ihrer Entstehung ein völliger Eiserückzug erfolgt ist, ist bisher nur für die Höttinger Breccie geglückt (18). Die große Ähnlichkeit aller solcher alten Gehängeschuttbildungen hat indes von jeher dazu verleitet, sie als gleich alt aufzufassen. Wenn nun gute Gründe dafür sprechen, die Höttinger Breccie einer älteren Interglazialzeit zuzuweisen als die Terrassengebilde der großen Alpentäler, so könnte es scheinen, als ob die letzte und vorletzte Interglazialzeit sich in den nördlichen Alpen in recht verschiedener Weise durch ihre Ablagerungen geäußert

Zeitabschnitte	Abweichung der Schneegrenze von der heutigen	Ablagerungen in Oberbayern	Zeitabschnitte und Zeitdauer nach DE GEER 1914	Ablagerungen und Vorgänge im Norden	Ostsee	Prähistorische Epochen	Zeit nach DE GEER 1925		
Würm-Glazial	— 1200 m	Endmorängürtel des Alpenvorlandes	Daniglazial	Moränen in Brandenburg		Magdalénien	14000 v. Chr.		
Spätglazial	Bühlstadium β — 900 m	Bühlmoränen bei Weilheim		Gotiglazial 5000 Jahre				Baltische Endmoränen	Yoldia-Meer
	Gschnitzstad. γ — 600 m	Stauseen im Isar- und Loisachgebiete Gschnitzmoränen im Karwendelgebirge	Gotische Endmoränen und Salpausselkä						
	Daunstadium δ — 300 m	Daunmoränen am Fuße der Karwendelwände				Finiglazial 2000 Jahre	Zerfall der nordischen Vergletscherung	Ancylus-See Littorina-Meer	
Postglazial	Subarktisch und Präboreal	Tone mit Betula nana, Torf im Kiefernwald	Postglazial 8700 Jahre			Jüngere			5100 v. Chr.
	Boreal	Torf, Eichenmischwald					Steinzeit	1900 v. Chr.	
	Atlantisch	Torf, Fichtenwald							
	Subboreal	Grenzschiebt im Torf					Mya-Meer	Eisenzeit	
Subatlantisch	0 m	Torf, Buchen-Tannenwald							

hätten: die letzte durch Verschüttung der Täler, die vorletzte durch Umschüttung der Hänge. Ausgeschlossen ist eine solche Verschiedenheit nicht. Sehen wir doch auch heute, wie manche Alpentäler, wie namentlich die süd-alpinen, aufgeschottert werden, während in anderen, wie im Vintschgau, die Gehängeschuttbildung unbedingt vorherrscht. Ein regenreicheres Klima während der Riß-Würm-Interglazialzeit, ein trockeneres während der Mindel-Riß-Interglazialzeit würde die Verschiedenheit ihrer Ablagerungen erklären können.

Unter solchen Umständen ist der Nachweis verschiedenaltiger Breccien in unserem Gebiete von erheblicher Tragweite. Wir konnten zeigen, daß die bei Mittenwald an den Abfall der Viererspitze gelagerte Breccie mit den interglazialen Seetonen des Isartales in ähnlicher Weise verknüpft ist wie die Breccie von Wallgau. Sie gehört daher in die Riß-Würm-Interglazialzeit, ist aber älter als die während der letzteren erfolgte Aufschotterung der Täler, und die mehrfach ausgesprochene Ansicht AMPFERERS (z. B. 29, S. 38), daß die Schotteraufladung in den Tälern der Schuttablagerung an den Gehängen entspricht, bestätigt sich nicht. Aber auch seine Annahme, daß die interglazialen Breccien mit den interglazialen Schottern und Tonen in ein und dieselbe Interglazialzeit gehören, trifft nicht zu, nicht bloß nicht für die Höttinger Breccie, sondern auch für die älteren, zwischen Moränen gelagerten Breccien unseres Gebietes. Diese treten unter solchen Lagerungsverhältnissen auf, daß seit ihrer Bildung große Veränderungen in der Gestaltung des Gebirges geschehen sein müssen. Die Längenfeld-Kreuzeckbreccie bei Garmisch ist ganz losgelöst worden von ihrem Nährgebiete. Die Hochlandbreccie hat stellenweise ihr Hintergehänge verloren, und gleiches ist mit der Hochalpbreccie im Karwendeltale geschehen. Die Dinge liegen hier ebenso wie mit der Breccie der Judenköpfe am Südabfalle der Hochplatte in der Mieminger Kette. Wiederholt hat AMPFERER darauf hingewiesen (10, S. 512. 11, S. 747. 29, S. 37), daß zur Zeit vor deren Entstehung ein wesentlich anderes Relief geherrscht haben muß als heute. Nun schmiegen sich die Ablagerungen der letzten Interglazialzeit, sowohl die Schotter in den Tälern als auch die Breccien an den Hängen, durchaus den heutigen Reliefverhältnissen an, wir müssen also die in Rede stehenden Breccienvorkommnisse für wesentlich älter halten. Ihr interglazialer Charakter erhellt daraus, daß in einem Falle Hochlandbreccie zur Zeit ihrer Ablagerung die Bergkämme bis zu 2000 m herauf, bis in das Bereich des postglazialen Daunstadiums hinein, eisfrei gewesen sind, und daß in dem anderen Falle (Längenfeldbreccie) die vorangegangene Vergletscherung gleich der späteren Würmvergletscherung aus den Zentralalpen gekommen war. Nach Bildungszeit und Bildungsart erachten wir sie für Äquivalente der Höttinger Breccie und erachten sie gleich dieser für Repräsentanten der Mindel-Riß-Interglazialzeit.

Noch älter ist die Breccie, welche eine alte, den Wettersteinkamm querende Klamm beim Törl erfüllt. Sie tritt nicht mit Moränen in Beziehung. Wir bezeichnen sie daher als präglazial. Denkbar ist aber auch, daß sie einer ältesten Interglazialzeit angehört. Sind die in den Terrassen auftretenden interglazialen Profile durch die weithin verfolgbaren Materialien der Terrassen aufgereiht wie die Perlen an einer Schnur, so liegen die interglazialen Breccien isoliert.

Ihre Zusammengehörigkeit kann nur aus ihrer Beziehung zur Gehängegestaltung erschlossen werden, und es bleibt über die Einordnung der einzelnen Vorkommnisse manche Unsicherheit.

Eigenartig in den hochgelegenen Breccien ist die Vergesellschaftung von eckigem Hangschutt mit gerolltem Material, die in der Längensfeldbreccie, aber auch in der Hochlandbreccie ebenso wie in der Törlbreccie auftritt, das Auftreten von flacher Schichtung neben geneigter. Man hat es in allen Fällen nicht mit reinen Hangbildungen zu tun, sondern mit Übergangsgebilden zwischen solchen und Talsohlenbildungen, wie man sie heute namentlich in vermuteten Tälern begegnet, und ebenso wie im Törl hat man es bei der Hochlandhütte und am Längensfelde mit Anzeichen hochgelegener Flußläufe gerade in Sattelgebieten zu tun, die ganz andere Reliefverhältnisse voraussetzen.

Folgende Tabelle gibt eine Übersicht der Ablagerungen in unserem Gebiete und im Inntale:

	Leutaschtal	Isartal	Loisachtal	Inntal
Würm-Eiszeit . .	Alle oberflächlich herrschenden Moränen.			
Riß - Würm - Inter- terglazialzeit.	Schotterterrassen von Oberleutasch. Deltaschotter und Breccien bei den Öfen. Arnsptzbreccie . . .	Schotterterrassen zwischen Seefeld und Tölz. Deltaschotter und Seetone zwischen Mittenwald und Fall. Vierersptzbreccie.	Terrassenschotter bei Garmisch. Schieferkohlen von Großweil. Deltaschotter von Großweil. Nagelfluhbreccie der Wanne bei Eschenlohe.	Terrassenschotter zwischen Imst und Wörgl. Deltaschotter bei Ranger-Reißen, Weiberburg und Vomp. Seetone zwischen Imst und Gnadenwald. Höttinger Schutt. Davaldbreccie.
Riß-Eiszeit	Liegendmoränen d. Schotter bei Ober- leutasch, Weidach, der Arnsptzbreccie.	Tillit unter der Vierersptzbreccie. Tillit unter See- tonen bei Krünn. Liegendmoräne bei Wallgau am Wilfertsgraben.	Liegendmoräne der Schotter von Gar- misch.	Sockelmoräne der Inntalterrasse.
Mindel - Riß - In- terglazialzeit.		Hochalpbreccie. Hochlandbreccie.	Schachenbreccie. Längensfeldbreccie.	Judenköpfbreccie. Höttinger Breccie.
Mindel-Eiszeit .		Liegendmoränen unter der Hoch- alpbreccie, bei der Hochlandhütte.	Liegendmoränen am Längensfeld.	Liegendmoränen d. Höttinger Breccie.
Präglazialzeit . .			Breccie und Nagel- fluh im Törl.	

Lange Zeit hat die Vorstellung geherrscht, die Alpen seien in der Tertiärperiode entstanden und seien seither unbeweglich gewesen. Die 1882 veröffentlichten Untersuchungen ergaben keinen Anhalt für die Beweglichkeit der Bühne, auf der sich das Glazialphänomen abgespielt hat; die 1902—1908 veröffentlichten förderten Beweise für die Schichtstörungen glazialer Ablagerungen, unsere jetzt zum Abschluß gelangten führen zu dem Ergebnisse, daß die oberbayerischen Kalkalpen noch in voller Bewegung begriffen sind.

Zwei Arten von Bewegungen lassen sich feststellen: Schwingungen, bei welchen sich der Sinn der Bewegung nach kurzer Zeit in das Gegenteil ändert, und monotone Bewegungen, die sich, soweit sich überblicken läßt, in einer bestimmten Richtung halten. Die Untersuchungen über die Schotterterrassen führten zum Nachweise der Schwingungen (22. 23. 25): Erst bog sich das Land ein, so daß es ertrank und mit Geröll verschüttet wurde, dann hob es sich wieder, ohne indes in seine frühere Lage zurückzukehren. Verbogen wurden und verbogen blieben die Spiegel der interglazialen Seen. Der Nachweis dafür ist nicht bloß im Inntale, sondern auch im Isartale mit einem erheblich größeren Grade von Sicherheit erbracht, als F. LEYDEN (27, S. 206) glaubt. Sein Einwand, daß der Zusammenhang eines interglazialen Sees zwischen Mittenwald und Tölz eine ganz willkürliche Annahme sei, trifft nicht das Wesen der Sache; denn die Verbiegungen eines alten Isartales ergeben sich, ob man ihn bis Tölz fortgesetzt denkt oder nicht. Auf eine Erstreckung von mehr als 32 km kennen wir im Isartal zwischen Mittenwald und Fall lakustre Ablagerungen, die nur einmal, in der schmalen Längstalstrecke zwischen Wallgau und Vorder-Riß eine Unterbrechung von 8 km aufweisen. An drei Stellen wird ihre interglaziale Lagerung erwiesen. Ihre Oberkante senkt sich von 950 m auf 900 m und schließlich auf 800 m. Hieraus ergibt sich eine Deformierung des alten Sees. Zu genau dem gleichen Ergebnis kommen wir, wenn wir uns den alten See bis Tölz fortgesetzt denken, wo abermals interglazial gelagerte Seetone auftreten, die nur bis 700 m reichen. Es klafft da nicht der geringste Widerspruch auf. Allerdings ist die Lücke zwischen den Seetonen von Fall und jenen von Tölz (21 km) erheblich größer als die zwischen Wallgau und Vorder-Riß. Das Tal ist dicht unterhalb Fall durch die Enge des Sülvensteines zusammengeschnürt, die LEYDEN (20, S. 42) für postglazial entstanden hält. Aber gerade durch diese Enge hindurch konnte ich die Seetone verfolgen. Der Riegel ist seit langem durchbrochen. Auch H. v. WOLF glaubt, daß bereits das Eis die Enge passiert hat (28, S. 274). Selbstverständlich können nicht alle unter Moränen auftretenden lakustren Ablagerungen als solche des interglazialen Sees gelten, wenn sie auch in Höhen auftreten, die der seinen entsprechen, wie manche Stauseeablagerungen, auf deren eine schon früher (22, S. 201) hingewiesen ist. Andererseits hat LEYDEN gewiß recht, wenn er warnt, alle Seeablagerungen, auch wenn sie nicht von jüngeren Moränen überlagert werden, einem einheitlichen, interglazialen Talsee zuzuordnen. Nicht überall haben indes die interglazialen Tone Moränenbedeckung, und wo solche fehlt, darf man nicht gleich auf postglaziale Seebildungen schließen. Unterhalb Mittenwald sah man früher in einem schönen Aufschlusse Seetone ohne Moränenbedeckung. Man hätte hier meinen können, daß ein postglazialer

Seeton vorläge, wenn genaues Abgehen nicht gezeigt hätte, daß sich die Tone in den interglazial gelagerten Tonen des Nachbargehänges fortsetzen; das ist seither durch Erweiterung des Aufschlusses offenbar geworden. Wenn man an der Isar einige Kilometer unterhalb Vorder-Riß typische lakustre Sande auf Moränen sieht, so wird man doch nicht behaupten, daß ganz gleich aussehende Seeablagerungen bei Vorder-Riß postglazial seien, weil Moränen auf ihnen fehlen. Und wer die großen Deltabildungen beim Sandofen am Wilfertsgraben gesehen hat, der wird die 4 km weit entfernten, an entsprechender Stelle auftretenden Seetone von Fall doch nicht deswegen für postglazial halten, weil sie von postglazialen Schottern überlagert werden, mit denen sie nirgends in Zwischenlagerung treten. LEYDEN selbst hat 1920 alle diese Vorkommnisse für interglazial erachtet und von einem zusammenhängenden, stattlichen interglazialen See im Isartale gesprochen (21, S. 42), dessen stauende Barre er allerdings irrigerweise in der Sülvensteinenge gesucht hat.

Ich gehe auf diesen Punkt so ausführlich ein, weil mir wichtig erscheint, daß das, was aus den Beobachtungen sich direkt ergibt, in seiner Tragweite nicht durch allgemein gehaltene, nicht näher begründete Zweifel beeinträchtigt wird. Wir haben im Bereiche der alten Vergletscherungen in den Alpen einen ganz eigenen Typus von Krustenbewegungen, der in einem raschen Einsinken eines Gebietes und unmittelbar darauf folgender Hebung besteht, nämlich Schwingungen. Daneben gibt es aber auch monotone Bewegungen. Solche haben wir aus den alten Breccien unseres Gebietes erschließen können. Sie verraten uns eine fortschreitende Hebung des Wetterstein- und Karwendelgebirges, und morphologische Gründe führen zur Annahme einer fortschreitenden Senkung der Talweitung von Garmisch-Partenkirchen, die an einem großen, offenbar noch lebenden Bruche am Eibsee endet. Der Sinn dieser Bewegungen ist im engen Sinne des Wortes ein orogenetischer. Sie schaffen Berge. Es danken die genannten Gebirge und die dem einen vorgelagerte Talweitung ihre Höhenlage monotonen Hebungen, welche durch geraume Zeit in ein und demselben Sinne gewirkt haben.

Welche Beziehungen zwischen diesen monotonen Krustenbewegungen und der Tektonik des Gebirges spielen, wird sich erst herausstellen, wenn ihre weitere Verbreitung festgestellt sein wird. Für denjenigen, dem das Wetterstein- und Karwendelgebirge wie Aufsattelungen des Wettersteinkalkes im Bereiche des Hauptdolomites erscheinen und der wegen der tiefen Lage des Neokoms am Eibsee dessen Gebiet als Einmuldung deutet, ist allerdings die Sache sehr einfach. Er erblickt Hebungen am Orte der Aufsattelungen und Senkungen im Bereiche von Einsenkungen. Aber die Lehre vom Deckenbau der deutschen Alpen läßt so einfache tektonische Auffassungen nicht mehr zu. Die schwingenden Krustenbewegungen könnte man geneigt sein, mit einer Wellenbewegung des ganzen Gebirges in Beziehung zu bringen. Aber wir haben in den Alpen weder Beweise für stehende noch für fortschreitende Wellenbewegungen. Dagegen kennen wir in anderen alten Gletschergebieten erzwungene Schwingungen (25, S. 621), dadurch hervorgerufen, daß die Last der Vergletscherung ein Land eindrückte, worauf es sich nach deren Schwin-

den wieder hebt. Beschränkt auf das Gebiet einer alten mächtigen Vergletscherung sind die im Inntale und im Isartale nachgewiesenen Krustenbewegungen, die wir uns allerdings nicht so eng an die Talgebiete geknüpft denken, wie es LEYDEN tut (27, S. 208). Wenn diese Schwingungen im Loisachtale nicht nachweisbar sind, so hängt dies möglicherweise damit zusammen, daß hier die monotone sinkende Bewegung den Wiederanstieg nach dem Schwinden des Eises wettmachte. Die Kombination isostatischer Bewegungen mit orogenetischen kann in der Tat zu einer völligen Verwischung des Typus der einen oder anderen führen. Man denke sich eine so schwere Eislast auf die bewegliche Bühne eines in orogenetischer Bewegung begriffenen Gebirges gelegt. Dann werden die Teile, die eine aufsteigende Tendenz haben, in derselben gehemmt, während die Teile mit sinkender Tendenz in letzterer bestärkt werden. Umgekehrt verhält es sich dann bei Wegnahme der Eislast. So lassen sich die mannigfachen Unstimmigkeiten, welche das Bewegungsbild der Alpen mit bloßen erzwungenen isostatischen Bewegungen zeigt, durch deren Kombination mit ununterbrochen vonstatten gehenden orogenetischen Bewegungen erklären (23, S. 251. 25, S. 622).

Erschienen uns beim Beginne unserer Untersuchungen die Alpen als einheitliche, bewegungslose Scholle, welche eine solide Unterlage für die kommenden und gehenden Vergletscherungen bot, so erscheinen sie uns heute als ein in starker Bewegung begriffener Teil der Erdkruste, und wir meinen neben den orogenetischen Eigenbewegungen auch solche zu erkennen, welche durch das Kommen und Gehen des Eises verursacht worden sind. Zu den großen Veränderungen, welche die aus dem Gebirge herausströmenden Gletscher in dessen Relief erzeugt haben, gesellen sich während des Eiszeitalters auch solche durch Krustenbewegungen, ja selbst durch vulkanische Explosionen, und durch das gleichzeitige, bis in die jüngste geologische Vergangenheit andauernde Zusammenwirken exogener und endogener Kräfte ist das heutige Antlitz des Gebirges geformt worden.

Ausgegeben am 25. Juni.
