
SITZUNGSBERICHTE
DER PREUSSISCHEN
AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN.

1925.

XVII.

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.

Glazialgeologische Beobachtungen in den bayerischen Hochalpen.

VON ALBRECHT PENCK.

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

Vorbemerkungen.

Die bayerischen Kalkalpen bieten einen unvergleichlichen Boden für Eiszeitstudien. Während der Eiszeit eigene Gletscher nährend und zugleich durchflossen von zentralalpinem Eis, ermöglichen sie einen selten guten Einblick in die Zusammensetzung der Vergletscherung und deren Zerfall. Leichter als sonst lassen sich in ihnen fluvioglaziale von inter- und postglazialen Ablagerungen scheiden. Ihre Kalke begünstigen die Verfestigung von Geröll- und Schuttmassen, welche in den Zentralalpen locker bleiben. Ältere Schotter gehen daher in jüngere nicht bloß in Form von einzelnen Geröllen, sondern auch als Nagelfluhstücke über, und ebenso erhalten sich tillitartige, verkittete Moränen als Fragmente in jüngeren Ablagerungen. Dadurch wird die Gliederung der Gebilde des Eiszeitalters wesentlich erleichtert.

Es war eine glückliche Fügung, daß ich meine alpinen Eiszeitforschungen gerade in diesem Gebiete beginnen konnte. Geologische Methoden der Beobachtung drängten sich hier auf, die mich dann später mit EDUARD BRÜCKNER bei unseren Untersuchungen über das gesamte Alpengebiet leiten ließen. Es gereicht mir zu lebhafter Freude, daß ein so hervorragender Alpengeologe wie OTTO AMPFERER¹ kürzlich ganz gleiche Methoden empfohlen hat. Bei der Ausdehnung meiner Untersuchungen war es mir nicht vergönnt, mein altes Arbeitsfeld wieder zu betreten, das trotz der Nähe von München inzwischen von anderer Seite kaum Würdigung erfahren hatte. Erst als der Krieg ausgedehntere Reisen hinderte, bin ich wieder zu ihm zurückgekehrt, um meinen Studierenden die Alpen zu zeigen und um sie mit den Methoden schärferer geographisch-geologischer Untersuchungen bekannt zu machen. Hr. Posthalter Neuner und Frau Fabrikbesitzer Landes ermöglichten 1917 und 1918 und in den schweren folgenden Jahren 1919, 1920 und 1921 Mittenwald, im Tore zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge, zum Standquartier für Studentenexkursionen zu erwählen. 1923 und 1924 bin ich dahin zurückgekehrt, um meine Untersuchungen zu ergänzen. Im Rißgebiete, wo dies nicht möglich war, hat der

¹ OTTO AMPFERER, Über geologische Methoden zur Erforschung des Eiszeitalters. Die Eiszeit. I. Leipzig 1924.

kürzlich verstorbene H. v. WOLF durch seine letzte Arbeit die gebliebene Lücke erfreulicherweise größtenteils geschlossen. Es ist nötig, die Genesis meiner Studien darzutun, um die enge örtliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes zu erklären. Nur was in ein- bis zweitägigen Exkursionen von Mittenwald leicht erreicht werden konnte, ließ sich in das Bereich der Studien ziehen: In Bayern das Isartal zwischen Mittenwald und Fall sowie die Talweiterung von Garmisch-Partenkirchen, in Tirol das Gebiet der Gemeinden Scharnitz, Seefeld, Leutasch und Hinter-Riß. Doch konnte ich für die Darstellung auch die Ergebnisse zweier Studentenexkursionen (1909 durch das Karwendelgebirge, 1912 von Garmisch zum Fernpaß) verwerten.

Die Untersuchungen bewegen sich im wesentlichen also auf den Blättern Mittenwald-West und -Ost (97) und Scharfreiter (98) des topographischen Atlas von Bayern 1:50000, doch wurden bei ihnen die bayerischen Positionsblätter 1:25000 Nr. 865 Walchensee, 878 Eibsee, 879 Partenkirchen und Garmisch, 880 Mittenwald, 881 Karwendelspitz, 889 Dreitorspitz, 890 Scharnitz benutzt. Ihnen wurden die Höhenzahlen entnommen, weil sie vielfach zur Orientierung dienen. Diese Zahlen sind um 0.6—0.7 m höher als die des topographischen Atlas, dem in der Rechtschreibung der Namen gefolgt wurde. Die von AMPFERER aufgenommenen Blätter Zirl und Nassereith sowie Innsbruck und Achensee der geologischen Spezialkarte von Österreich 1:75000 geben für den österreichischen Anteil des Gebietes eine ganz vorzügliche geologische Darstellung. Für das gesamte Wettersteingebirge leistet die Karte von REIS und PFAFF 1:25000 dieselben hervorragenden Dienste, doch erstreckt sich ihre sonst hohe Verlässlichkeit nicht auf die Darstellung des Quartärs. Für den bayerischen Anteil des Karwendelgebirges fehlt noch eine befriedigende Neuauflage. Die vom Alpenverein 1888 herausgegebene Geologische Karte 1:50000 des Karwendelgebirges, bearbeitet von A. ROTHPLETZ, unter Mitwirkung von W. CLARK, E. FRAAS, O. JAEKEL, O. REIS und R. SCHÄFER, ist veraltet, ebenso wie GÜMBELs für ihre Zeit epochemachende geognostische Karte des bayerischen Alpengebirges 1:100000. Beide sehen von einer Gliederung der Quartärgebilde ab.

Meine durch das Studium der Schotterterrassen des Isar- und Loisachtales erzielten Ergebnisse sind bereits 1922 veröffentlicht. Hier folgen nunmehr die Beobachtungen über die Zusammensetzung und die Wirkung der letzten Talvergletscherung des Gebietes, ferner die über ihren Rückzug. Weiter kommen Beobachtungen über alte Breccien und junge Krustenbewegungen. In einer dritten Mitteilung werden die erzielten Ergebnisse in einen größeren Rahmen eingefügt, und es soll gezeigt werden, welche Wandlungen in der Auffassung der Probleme seit 1882 eingetreten sind. Das Kärtchen S. 350 ist für alle drei Arbeiten bestimmt.

Die glazialgeologische Literatur unseres Gebietes wird im folgenden chronologisch zusammengestellt und nach den angegebenen Nummern zitiert. Andere Zitate befinden sich unter dem Text.

1. A. u. H. SCHLAGINTWEIT: Neue Untersuchungen über die physikalische Geographie und die Geologie der Alpen. Leipzig 1854.
2. C. W. GÜMBEL: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861. Dazu Blatt Werdenfels der Geognostischen Karte des Königreichs Bayern. I. Das bayerische Alpengebirge 1:100000. 1858.
3. A. PENCK: Die Vergletscherung der Deutschen Alpen. Leipzig 1882.
4. A. ROTHPLETZ: Das Karwendelgebirge. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins 1888. S. 401. Die geologische Karte erschien einzeln.
5. O. AMPFERER und W. HAMMER: Geologische Beschreibung des südlichen Karwendelgebirges. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt XLVIII. 1898. S. 289.
6. O. AMPFERER: Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1902. S. 170.

7. A. PENCK und E. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1908. Die einschlägigen Kapitel erschienen 1902.
8. O. AMPFERER: Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt LIII. 1903. S. 169.
9. CHR. MÄRZ: Der Seenkessel des Soiern, ein Karwendelkar. Wissensch. Veröffentl. d. Vereins f. Erdkunde. Leipzig. VI. S. 216.
10. O. AMPFERER: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt LV. 1905. S. 451.
11. O. AMPFERER: Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. Eine Anregung zu weiteren Forschungen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt LVII. 1907. S. 727.
12. O. REIS: Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges. I. Teil. Geognostische Jahreshefte. XXIII. 1910. München 1911. S. 61. Dabei O. REIS und F. PFAFF: Geologische Karte des Wettersteingebirges 1 : 25000.
13. O. AMPFERER: Geologische Spezialkarte von Österreich 1 : 75000. Blatt Zirl und Nasse-reith. 1912.
14. Desgl. Blatt Innsbruck und Achensee. 1912.
15. GEHL: Ein stadiales Zugenbecken bei Ellmau. Mitteil. d. Vereins d. Geographen a. d. Universität Leipzig II. 1912. S. 32—38.
16. E. WUNDERLICH: Eibsee- und Fernpaßbergsturz und ihre Beziehungen zum Lermooser Becken. Mitteil. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins 1913. Nr. 23.
17. R. v. KLEBELSBERG: Glazialgeologische Untersuchungen vom bayerischen Alpenrande. Zeitschr. f. Gletscherkunde VIII. 1914. S. 226.
18. A. PENCK: Die Höttinger Breccie und die Inntalerrasse nördlich Innsbruck. Abhandl. d. Preuß. Akad. d. Wissensch. 1920. Phys.-math. Klasse. Nr. 2.
19. E. FELS: Gehängebreccien im Karwendelgebirge. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1920. S. 307.
20. E. FELS: Die Kare der vorderen Karwendelkette. München 1921. 17 S.
21. FR. LEVY (LEYDEN): Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete. Berlin 1920. Ostalpine Formenstudien I.
22. A. PENCK: Die Terrassen des Isartales in den Alpen. Sitz.-Berichte d. Preuß. Akad. d. Wissensch. Phys.-Math. Klasse. 1922. S. 182—208.
23. A. PENCK: Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Ebenda S. 214—251.
24. H. v. WOLF: Geographisch-geologische Streifzüge in den Risser und Kreuther Bergen. Der Alpenfreund. 1922. S. 93.
25. A. PENCK: Die letzten Krustenbewegungen in den Alpen. Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar XLIV. 1922. S. 607.
26. H. v. WOLF: Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achenseegebietes in Tirol. Mitteil. d. Geogr. Gesellsch. München XV. 1922. S. 147.
27. FR. LEYDEN (LEVY): Grundfragen alpinen Formenkunde. Geologische Rundschau XV. 1924. S. 193.
28. H. v. WOLF: Eiszeistudien im Risser Gebirge. Mitteil. d. Geogr. Gesellsch. München XVII. 1924. S. 255.
29. AMPFERER und TH. OHNESORGE: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Zirl und Nasse-reith. 1924. 68 S.
30. Desgl. Blatt Innsbruck—Achensee. 1924. 108 S.
31. J. SÖLCH: Geographischer Führer durch Nordtirol. Sammlung geographischer Führer I. Berlin 1924.

I. Zusammensetzung und Wirkung der Talvergletscherung.

Der eiszeitliche Innegletscher hat oberhalb Innsbruck zwischen der Mieminger Kette und dem Seefelder Gebirge sein linkes Talgehänge überflutet und ist über den Seefelder Paß in einer Breite von 11 km in das Isargebiet, nämlich

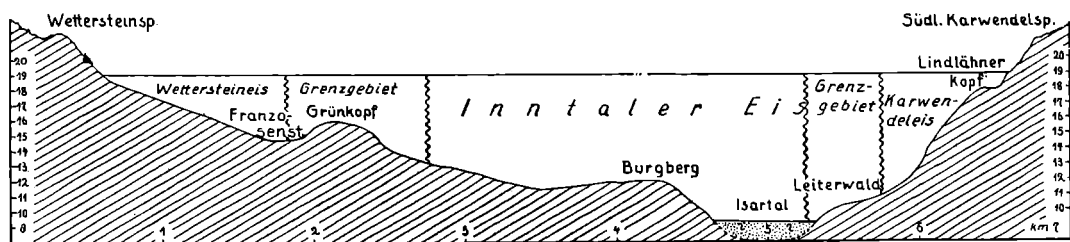
in das Leutaschtal und in das Tal des Seefelder Baches, eingedrungen. Dieses Überfließen geschah nicht derart, daß sich die oberen Partien des Eises von den unteren absicherten, sondern es stieg der Inngletscher gegen den Seefelder Paß hin am linken Gehänge seines Tales allmählich empor, um dann über den Paß nordostwärts abzuschwenken. Auf der Paßhöhe laufen die Gletscherschliffe nach Nordosten, am Abfalle des Passes 100 m unterhalb Mösern nach Osten, während das Inntal eine südöstliche Richtung einschlägt. Bei Reith, nahezu auf der Paßhöhe, aber noch am Inntale gelegen, richtet sich der Gletscherschliff am Übergange der Karwendelbahn über die Seefelder Straße bereits nach Nordosten, gegen die Reither Spitze an der Ostseite des Passes; weiter abwärts an der oberen Kehre der Straße nach Zirl läuft ein solcher nach Osten. Das Aufsteigen des Inngletschers an seiner linken Talseite gegen den Paß wird auch durch die Beschaffenheit des von ihm verfrachteten erratischen Materials erwiesen. Es besteht größtenteils aus zentralalpinen Geröllen, welche aus Inntalschottern stammen; letztere sind im Tale ausgefegt, und ihr Material ist weithin in den nördlichen Kalkalpen verbreitet worden. Eckige zentralalpine Geschiebe fehlen natürlich nicht; sie sind bei Reith sogar sehr häufig; im allgemeinen aber treten sie auf dem überfluteten Passe gegen die verschleppten Gerölle zurück.

An der Ostflanke des Passes hat das Eis zentralalpines Material am Südabfalle der Reither Spitze bis auf 2120 m emporgetragen. Rundformen erstrecken sich bis auf 2250 m, fast bis zur Nördlinger Hütte. Höher noch hat das Eis auf der Westseite des Passes an der Hohen Munde gereicht. Es frachtete zentralalpine Geschiebe über den Sattel der Niederen Munde (2065 m), und eine prächtige Schliffkehle zieht sich auf der Südseite der Hohen Munde in 2300 m Höhe entlang. 2250—2300 m hoch reichte das Eis, das sich vom Inngletscher abzweigte. Dieser aber flutete wenig weiter talaufwärts noch über den 2372 m hohen Tschirgant, an dessen Gipfel AMPFERER (6, S. 180) noch ein erratisches Gestein fand. In der Nachbarschaft dürfen wir die alte Eisoberfläche in rund 2400 m suchen.

Die über den Paß geflossene Eismasse staute sich im Norden an den Ketten des Wetterstein- und des nördlichen Karwendelgebirges und ergoß sich zwischen ihnen durch das Leutasch- und Isartal nach Norden. Der Zug der Arnspitzen bildete hier gleichsam eine Wehr, über welches die höchsten Eispartien noch hinwegfließen konnten; lediglich die Gipfel der Arnspitz selbst (2196 m), der mittleren und hinteren Arnspitz (2172 m) ragten über dem Gletscher auf, der also mit gleicher Breite, mit der er sich vom Inngletscher losgelöst hatte, in die Enge zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge eintrat; Rundformen am Westfuß der hinteren Arnspitz, bis 2120 m sich erhebend, dürften der Eisoberfläche entsprechen; zentralalpine Geschiebe liegen in einer flachen Einsattlung westlich davon in etwas über 2020 m und am Südostabfall der vorderen Arnspitz in 2030 m Höhe. Zwischen dieser und der hinteren Arnspitz fehlen sie, auch auf Rundformen. Weiter westlich sind sie ziemlich häufig auf dem Rundhöckergelände gegen den Arnkopf zu, ebenso wie im Westen beim unteren Arnkopf (1769 m). Das etwas diagonal gemessene Eisgefälle zwischen Reitherspitz und Arnspitz war kaum 15‰.

Viel steiler war es von hier gegen Mittenwald hin. Hier treten die nördlichen Karwendel- und Wettersteinketten einander unmittelbar gegenüber zusammen und sind nicht durch ein Zwischenglied voneinander getrennt. Leutasch- und Isartal haben sich vereinigt. Ein einziges Tor öffnet sich gegen Norden (Fig. 1). Auf dessen Westseite zieht sich ein Rundhöckerfeld von 1900 m Höhe am Ostfuße der Wettersteinspitz bis zum Franzosensteig herab. Eine ähnliche Rundhöckerlandschaft erstreckt sich auf der Ostseite unter den Wänden der südlichen Karwendelspitz, ihr gehören der Lindlähnerkopf (1789 m) und ein südlich gelegener Felskopf von 1800 m Höhe an. Rundliche Felsbuckel erheben sich bis gegen 1900 m Höhe, dann beginnen die zackigen Formen. Das Eisgefälle im Tore von Mittenwald betrug sohin auf kaum 4 km 200 m, also mehr als 50‰. Es fand in der Enge ein Sturz des Eises statt, und

Fig. 1.



W

Querprofil des Mittenwalder Tores 1:50000.

O

(Der unbekannte Betrag der Aufschüttung des Isartales ist punktiert.)

zugleich wurde es beinahe auf die Hälfte der Breite zusammengedrängt, die es beim Überfließen über das Inntalgehänge bei Seefeld gehabt hatte.

Aber nicht die gesamte Breite (6 km) dieses Eissturzes wurde vom abgezweigten Eise des Inngletschers eingenommen. Kein zentralalpines Gerölle wurde auf dem Rundhöckerfelde am Westfuße der Wettersteinspitz gefunden; erst auf der 1.3 km entfernten Kuppe des Grünkopfes (1589 m) und südwestlich davon am Franzosensteige wurden solche angetroffen. Kein zentralalpines Geschiebe liegt auf den Felsbuckeln des Lindlähnerkopfes und auf seiner Abdachung gegen das Isartal hin. Erst tief unter seinen Felswänden wurden hier auf der Terrasse des Leiterwaldes einige wenige in 1050 m Höhe gefunden. Jedoch fehlt erratisches Material oben nicht. Es liegen gerundete Muschelkalkgeschiebe auf seinem Wettersteinkalk, und dann und wann finden sich Reste von Moränen. Nicht das Eis des Inngletschers, sondern das aus dem Karwendelgebirge kommende des Isargletschers passierte in einer Breite von 0.9 km die Ostseite der Mittenwalder Enge. Daß dem so war, zeigt sich bei Scharnitz. Während hier das linke Gehänge des Isartales von der Arnspitze herab mit zentralalpinen Geröllen überstreut ist, ist der Abfall der Brunnsteinspitz ganz frei von solchen, obwohl sich eine typische Rundbuckellandschaft mit charakteristischen Abstufungen von den südlichen Felswänden der Spitze, also von 2100 m Höhe herab, nach Scharnitz zieht. In ähnlicher Weise floß an der Westseite des Tores von Mittenwald ein allerdings weniger

mächtiger Streifen von Eis des Wettersteingebirges. Nur in der Mitte des Tores passierte Inngletschereis. Wie sich gegenwärtig die verschiedenen Zuflüsse eines großen Gletschers gesondert verhalten, war es in der Eiszeit auch. Aber die Grenzen zwischen diesen drei Bestandteilen des Eisstromes im Mittenwalder Tore sind keine scharfen. In der Höhe von 1300 m bis zum Grünkopf sind die zentralalpinen Geschiebe ebenso spärlich wie rechts der Isar im Leiterwalde. Wir schließen hieraus nicht, daß sich das Inntaler Eis an seinen Flanken mit kalkalpinem mischte, sondern daß hier die Grenzen im Laufe der Vergletscherung Verschiebungen erlitten, so daß sich kalkalpine und zentralalpine Geschiebe mischten, ohne daß gleiches mit kalk- und zentralalpinem Eise geschah. Es wird sich zeigen, daß letzteres in den großen Tälern länger weilte, als es von den Kalkalpen gespeist wurde. Als die kalkalpinen Gletscher schwanden, ging das vorher von ihnen zusammengepreßt gewesene zentralalpine Eis auseinander und verbreitete sich über Gebiete, die während des Hochstandes der Vergletscherung von kalkalpinem eingenommen waren; beim Schwinden der Vergletscherung streute das zentralalpine Eis seine Geschiebe weiter aus als zuvor. Die seitliche Begrenzung des Schwarmes zentralalpiner Erratika, die wir noch kennenlernen werden, ist daher keine Stromlinie des Eises.

Folgende Tabelle enthält die Maße der einzelnen Teile des Gletscherquerschnittes im Mittenwalder Tore, senkrechte Scheiden angenommen:

	Wettersteineis	Grenzgebiet	Inntaleis	Grenzgebiet	Karwendeleis	Summe
Breite	1.2 km	0.9 km	2.5 km	0.5 km	0.9 km	6.0 km
Querschnitt . . .	0.29 qkm	0.39 qkm	1.95 qkm ¹	0.44 qkm	0.26 qkm	3.33 qkm
Tiefe	240 m	420 m	780 m	880 m	290 m	550 m

Nach dem Dargelegten dürfen wir die beiden Grenzgebiete während des Höchststandes der Vergletscherung dem kalkalpinen Eise zuzählen; damals war der Querschnitt des Stromes folgender:

Wettersteineis . . . 0.68 qkm Inntaleis¹ . . . 1.95 qkm Karwendeleis . . . 0.70 qkm,

d. h. er gehörte kaum zu 60% dem Inntaleis an; aber letzteres hatte größere Mächtigkeit als seine beiden Begleiter; wir dürfen daher wohl annehmen, daß während des Maximums der Vergletscherung rund $\frac{2}{3}$ des im Tore strömenden Eises aus dem Inntale kam. Später, als die Eisoberfläche auf 1500 m gesunken war, ist dieser Anteil ein weit größerer gewesen. Der Eisquerschnitt war damals 1.32 qkm, die fast ganz dem Inntaler Eise zufielen; nur 0.09 qkm waren vom Karwendeleis eingenommen.

Das von beiden Seiten her dem Mittenwalder Tore zuströmende Eis war weiter oberhalb gestaut; der Gletscherstand von 2120 m an der Arnspitz ist maßgebend für das gesamte zur Isar bei Scharnitz entwässernde Karwendelgebirge, dessen große Täler bis 2200 m Höhe mit Eis erfüllt waren. Letzteres konnte überfließen, wo eben Lücken in der Umwallung waren. Am deutlichsten wird dies auf dem Bärenalpl, der tiefen Lücke in der Vorderen Karwendelkette, sichtbar. Ein bereits von AMPFERER (8, S. 227) aufgefundener

¹ Ohne das unbekannte, von der Isar verschüttete Stück von etwa 0.2—0.3 qkm.

Gletscherschliff westlich Höhenzahl 1838 m weist nach Norden zum Hufachboden und zum Fermersbachtale. Gewiß ist auch Eis über den Hochalpsattel (1804 m) aus dem Karwendeltale in das Rißgebiet gelangt; schon AMPFERER sah Moränenmaterial auf der Paßhöhe. Gerundete Formen erheben sich am Passe bis zum Hochalpenkreuz (2198 m), und eine deutliche auch von FELS (20, S. 13) etwas zu tief angesetzte Schliffkehle zieht sich von hier ostwärts. Gleiche Höhe hat das Eis auch im obersten Isargebiete erlangt und hat über das Lafatscher Joch (2085 m) gereicht. Zentralalpine Geschiebe nördlich dieses Passes, von denen H. v. WOLF berichtet (26, S. 186. 264) erweisen, daß Inn-taler Eis während seines Höchststandes überfloß, aber ein Gletscherschliff, den ich 1909 gerade auf der Sattelhöhe bloßlegte, weist nach Süden und zeigt, daß später auch Karwendeleis zum Inntal floß. Wenn nun auch das Karwendeltal in seinen obersten Partien Eis in das Rißgebiet sandte, so führte es doch sein Eis hauptsächlich der Isar zu; ein gleichfalls schon von AMPFERER bemerkter Gletscherschliff (8, S. 229) oberhalb der Talmündung, dort wo der Bach unter dem Katzenkopfe Fels anschneidet, läuft talauswärts, südsüdwestlich. In den oberen Partien des Karwendeltales lag also eine Eisscheide.

Beim Austritte aus dem Mittenwalder Tore breitete sich die Eismasse im Raume nördlich vom Wetterstein- und Karwendelgebirge aus. Dabei drängte das Inntaler Eis stark nach beiden Seiten. Es schmiegte sich um den Mittenwalder Burgberg. An seinem Ostabfalle laufen die Gletscherschliffe nordnord-östlich, an seinem Nordabfalle westnordwestlich. Zentralalpine Geschiebe überstreuen nicht bloß die Gegend des Ferchensees, wohin sie über den Grünkopf gelangt sein könnten, sondern finden sich auch westlich im Wettersteinwalde. Bereits A. SCHLAGINTWEIT (1, Tafel XIX) verzeichnet solche in 1360 m Höhe nördlich vom Zirbelkopfe. So hoch habe ich sie hier nicht gefunden. Einzelne größere Hornblendegesteinsblöcke liegen im Alpengraben am Wege zur Windfallhütte in etwa 1170 m Höhe, kleinere Geschiebe zwischen Schachen- und Bannholzweg östlich Höhenzahl 1232 m in 1270 m Höhe, nur 1600 m entfernt vom Kämikopfe. Hat schon GÜMBEL (2, S. 802) stark abgerollte Urgebirgsgerölle im Wettersteinwalde bei Garmisch gefunden, so erwähnt REIS (12, S. 80) zentralalpine Geschiebe in den Moränen bei der Kälberhütte (1236 m) südlich vom Ferchenbache. Da sind wir dicht beim Reintale, das die Partnach durchströmt, und hier gibt ADOLF SCHLAGINTWEIT erratische Geschiebe in der Mitterklamm in 1000 m Höhe an, weiter oberhalb, als ich solche gefunden. Ein Gletscherschliff am höchsten Punkte (1040 m) des Weges von Ellmau nach der Partnachklamm weist deutlich nach Westnordwesten. Zentralalpine Geschiebe überstreuen den Hohen Kranzberg (1392 m) und sind häufig in den Moränen auf den Terrassenschottern der Isar im Bereiche der Mittenwalder Mäher.

Östlich der Isar sind zentralalpine Geschiebe südlich vom Seinsbache selten. Einzelne wurden in der Ufermoräne des alten Dammkargletschers unweit der unteren Kälberalpe in 1200 m Höhe auch schon von AMPFERER (8, S. 240) gefunden, ein einziges im Tale des Seinsbaches im Bette des Lausgrabens (1100 m), dazwischen keine. Nördlich vom Seinsbache sind sie häufig auf den Felsterrassen von 900 bis 1000 m; gegenüber Krünn reichen sie zwi-

schen Hüttle- und Felsengraben bis 1290 m und am Wege zur Fischbachalpe bis 1360 m, wie auch H. v. WOLF bemerkte. Hier sind wir bereits im Längstale der Isar. Aber über den Sattel der Fischbachalpe drang das zentralalpine Eis noch nicht in das Fischbachtal ein. Das geschah erst, wie H. v. WOLF mitteilt, über den Sattel der Grasberger Vorderalp (1314 m), der bis 1450 m mit kristallinen Geschieben überdeckt ist. Weiter unterhalb finden sich solche auch im Fischbachtale. Alle diese nach Osten hin ansteigenden Funde liegen unter der oberen Gletschergrenze. Scharfe Formen verraten, daß der Seinskopf (1956 m) darüber aufragte, aber bereits der Lausberg (1855 m) ist gerundet. Sein Abfall gegen den Seinsbach zeigt ähnlich wie der Südfall der Brunnsteinspitz stufenförmige Absätze, auf deren Höhen in 1700 m und 1560 m sich typische Rundhöckerlandschaften dehnen. Darum nehmen wir die obere Gletschergrenze hier in wenig über 1700 m Höhe an. Aber nicht ein kristallines Geschiebe wurde gefunden. Der Grat, der sich vom Seinskopf nordwärts zum Felsenköpfl (1702 m) zieht, ist stellenweise ziemlich scharf und deswegen vom Eise wohl nicht überschritten worden. Aber unter dem Felsenköpfl liegt eine deutliche Schliffkehle. Wir setzen danach die obere Gletschergrenze dort, wo das Eis in das Längstal der Isar abbog, in rund 1700 m Höhe an und erhalten bis hierher vom Mittenwalder Tore an ein Eisgefälle von 25‰.

Tief senkt sich der Sattel der Vereinsalpe (1430 m) unter die Höhen, die das Eis an der rechten Flanke des Fächers unterhalb Mittenwald erreicht. Aber nicht ein einziges Geschiebe zentralalpiner Gesteine wurde auf der ziemlich ausgedehnten Paßfläche angetroffen. Sie wird in ihrer Gesamtheit von kalkalpinen Moränen eingenommen. Jenseits des Passes finden sich jedoch am Fermersbache unterhalb der Brandelalp in 1100 m Höhe kristalline Geschiebe. H. v. WOLF ist der Meinung, daß sie gleich dem andern von ihm im Reißgebiete, auf dem Sattel von Vordersbachau (1277 m; 28, S. 259), an der Mündung des Leckbaches in 920 m Höhe gefundenen, zentralalpinen Erratum dahin über die Vereinsalpe gekommen sei (24, S. 136). Gleiches könnte auch von den Geschieben von Amphibolit gelten, die LEVY nach H. v. WOLFS Angabe (26, S. 279) auf der Höhe der Stufenmündung des Tortales gegen das Reißtal in etwa 1020 m Höhe gefunden hat, sowie von jenem zentralalpinen Erratum, das nach H. v. WOLF um Hinter-Reiß gar nicht so selten ist (28, S. 259). Aber auf eine Strecke von 8.5 km, vom Lausgraben bis unterhalb der Brandelalp im Fermersbachtal, fehlt jedes zentralalpine Geschiebe. Es erweckt den Anschein, als ob im oberen Fermersbachgebiete das Eis höher gereicht habe als am oberen Seinsbache, wo der Rücken vom Wörnerkopf (1979.3 m) bis zum Klein Karle (1810.7 m) nicht vom Eise überschritten war, während im oberen Fermersbachtal das Hirzeneck (1801.7 m), am Südostabfalle der Soiernspitz, ebenso wie die Hintere Kammlaitenspitz (1692.1 m) glaziale Rundformen tragen. Danach ist östlich vom Sattel der Vereinsalpe auf eine Eishöhe von mehr als 1800 m, westlich auf weniger als 1800 m zu schließen. Angesichts der Tatsache, daß das im Fermersbachtal strömende Eis über das Bärenalpl vom Karwendeltale gespeist wurde, ist es durchaus nicht unwahrscheinlich, daß es stark genug war, um das Überfließen Mittenwalder

Eises über den Sattel der Vereinsalp zu hindern. Die weiter unterhalb im Fermersbachtale auftretenden kristallinen Geschiebe können auch beim Zerfalle der Vergletscherung von unten her in das Tal gebracht worden sein. Damit steht im Einklange, daß sie, wie alle zentralalpinen Geschiebe im unteren Rißtale, nur wenig hoch über Tal gefunden werden. Wie dem auch sei: Ebenso wie westlich der Isar das zentralalpine Eis dicht am Nordabfall des Wettersteingebirges entlang floß, so trat es östlich des Flusses im Rißgebiet nahe an den Nordabfall des Karwendelgebirges heran.

Zur Bestimmung der Gefällsverhältnisse dieses großartigen Eisfächers haben wir nur wenige Anhaltspunkte. Er flutete über große Teile des Voralpenzuges, und nur, wo er sich hier an Bergen gabelte, die ihm Zuflüsse nicht entgegensandten, strandete er zentralalpines Material in solchen Höhen, die der Teilung der Eisoberfläche nahekamen. Zwei solche Teilungsstellen hat R. v. KLEBELSBERG im Norden unseres Eisfächers gefunden (17, S. 244. 249). Die eine liegt am Wank (1781 m) östlich Partenkirchen. Hier reichen zentralalpine Geschiebe bis 1620 m; dann hört jede Gletscherspur auf. Danach zu urteilen, ragte der Wank über die Gletscheroberfläche auf, und wir pflichten R. v. KLEBELSBERG bei, wenn er sie hier auf etwas weniger als 1700 m ansetzt. Sie senkte sich also von der Westseite des Tores von Mittenwald hierher um 200 m, mit einem Gefälle von 22‰. Die andere Gabelstelle liegt nördlich vom Walchensee. In der Einsattelung zwischen Herzogenstand und Benediktenwand erhebt sich hier der Jochberg (1567 m). An seinem Südfalle liegen zentralalpine Geschiebe in 1370 m Höhe; mit Recht schließt R. v. KLEBELSBERG danach auf eine Eishöhe von rund 1400 m. Wir erhalten also von der Ostflanke des Mittenwalder Tores hierher ein Gefäll von 500 m, entsprechend 22‰. Vom Mittenwalder Tore bis zu den nächsten Stellen im Nordosten und Norden, wo wir wieder einen festen Anhalt für die Bestimmung der eiszeitlichen Gletscherhöhe haben, ergeben sich nahezu übereinstimmende Gefällswerte. Deswegen nehmen wir an, daß sich das Eis in den niedrigen Gebirgstteilen des Voralpenzuges, die es überflutete, gleichmäßig abdachte und auf 4.5 km Entfernung um rund 100 m senkte. Danach konstruieren wir, ausgehend vom Franzosensteig unter der Wettersteinspitz im Westen und vom Lindlähnerkopf im Osten, die Isohypsen der Gletscheroberfläche in den Gebieten, wo wir für sie sonst keinerlei Anhaltspunkte haben. Die 1800-m-Isohypse schließt sich beim Rehberg unterhalb Mittenwald an das rechte Talgehänge an; das ist durchaus plausibel, denn nichts spricht dafür, daß das Eis den östlich gelegenen Grat zwischen Wörnerkopf (1979 m) und Klein Karle (1811 m) überschritten habe, an dessen Nordseite sich bezeichnenderweise das Steinkar mit 1600 m Schwellenhöhe eingefressen hat. Es kommt unsere Isohypse über Ellmau zu liegen und biegt dann im Wettersteinwald, bis wohin zentralalpines Material gefrachtet wurde, gegen das Wettersteingebirge zurück. Die 1700-m-Isohypse schließt sich an die Soierngruppe dicht bei dem Felsenköpfl an, wo wir eine Schliftkehle in dieser Höhe fanden, und zieht sich über Krünn gegen den Wank, etwas weiter nördlich als die von R. v. KLEBELSBERG (17, Tafel VIII) gezogene Linie. Gleiches gilt von der 1600-m- und in geringerem Umfang von der 1500-m-Isohypse. Die Übereinstimmung

ist befriedigend. Ob nun die 1700-m-Isohypse der Gletscheroberfläche in ähnlicher Weise wie die 1800-m-Linie zum Wettersteingebirge zurückbiegt, kann erst entschieden werden, wenn das Kreuzjoch bei Garmisch (1720 m) genauer in bezug auf das erratische Phänomen untersucht sein wird. Wir fanden am Nordabfalle die obersten Fremdlinge bei den Trögeln in nur 1440 m Höhe, A. SCHLAGINTWEIT (1, Tafel XIX) bis 1550 m. Grundmoränen reichen bis etwa 1600 m. Am Kreuzeckhause (1652 m) liegen Trümmer, die einer Moräne angehören können. Ob aber auch das Kreuzjoch vom Eise bedeckt war oder wie die Gipfelpartie des Wank als Nunatak aufragte, bleibt noch festzustellen. Die von A. SCHLAGINTWEIT (1, Tafel XIX) unter den Nagelfluhwänden des Längenfeld in 1490 m Höhe verzeichneten erratischen Geschiebe stammen möglicherweise aus der Nagelfluh. Sicher ist, daß der aus dem Wettersteingebirge kommende Partnachgletscher am Schachen nicht über 1800 m Höhe hatte, also mindestens 100 m tiefer lag als der Isargletscher beim Betreten der Talweitung von Garmisch-Mittenwald.

Ebenso wie der Eisfächer unterhalb Mittenwald sich längs des Wettersteingebirges westwärts senkte, mußte sich das Eis auch nördlich vom Karwendelgebirge ostwärts senken, denn es brachte zentralalpines Material bis in die Hinter-Riß. Wie hoch es hier stand, läßt sich lediglich aus der Tatsache entnehmen, daß aus dem Rißtale kein zentralalpines Material in das Dürrachthal kam, obwohl die dahin führenden Sättel, der Grasberg- (1541 m) und Baumgartensattel (1557 m), wie H. v. WOLF kürzlich gezeigt hat (28, S. 211), von Eis überschritten wurden. Kalkalpines Eis muß also im Längstal von Hinter-Riß höher gestanden haben als die Pässe, aber wohl schwerlich höher als 1700—1800 m. H. v. WOLF setzt unseres Erachtens die obere Gletschergrenze im Rißgebiete 100 bis 150 m zu hoch an. Sie kann bei Hinter-Riß nicht 1850 m hoch gelegen haben, denn der Kamm des Ronberges (1772 m) zeigt keine Spuren des Eisüberganges, und sie kann bei Vorder-Riß nicht 1650 m hoch gelegen sein, denn am Grasberge liegen die höchsten kristallinen Geschiebe nach H. v. WOLF nur 1450 m hoch. Leider teilt er keine Bestimmungen für den Graskopf und Grammersberg mit. In Übereinstimmung mit R. v. KLEBELSBERG nehmen wir für die Vorder-Riß eine Eishöhe von 1500 m an. Es senkte sich unser Eisfächer ebenso nach Nordosten wie nach Nordwesten, und über der südlichen Walchenseegegend lag das Eis höher als östlich im Isar- und westlich im Loisachtale.

Die Gebiete, wo sich oberhalb und unterhalb von Mittenwald das Eis weit ausbreiten konnte, sind der Schauplatz großer Moränenentwicklung. So ist es im Dolomitgebiete zwischen Leutasch und Seefeld. Die Inntalmoränen sind hier noch ausgedehnter, als von AMPFERER (13) angegeben worden ist, der nur die größeren Vorkommnisse im Maßstabe 1:75000 zu verzeichnen vermochte. Sie kleiden namhafte Talstücke zwischen Buchen und Leutaschplatzl, bei Wildmoos und im Kellentale, am Wege von Mösern nach Seefeld, unterhalb Seefeld, selbst am Drahnabache an der Mündung des Trockentales »Durch den Boden« unweit Höhenzahl 1021 m, sowie zwischen Reith und Seefeld aus und nehmen an der Straße von Seefeld nach Leutasch eine solche Entfaltung, daß man hier ein verschüttetes altes Seitental der Leutasch mutmaßen möchte.

Unter den Moränen haben sich bei Leutasch und unterhalb Seefeld Reste der interglazialen Schotter erhalten. Das übergeflossene Eis hat sie nicht entfernt; nur am Rande des Gebietes gegen das Inntal hin hat es den Felsen allenthalben bloßgelegt. Sonst hat es Material abgelagert.

Anders in der Mittenwalder Enge: Zwischen Scharnitz und Mittenwald ist das Isartal beinahe frei von eiszeitlichen Ablagerungen. Moränen fehlen fast gänzlich; postglaziale Schutkegel machen sich breit. Am Brunnsteinköpfele und an der Porta Claudia sowie an der Isar bei Scharnitz springen Rippen in das Tal vor, dessen Übertiefung bereits oberhalb der Enge in dem von Seefeld kommenden Tale des Drahnbaches beginnt, während das aus dem Karwendelgebirge kommende Isartal nicht bloß stufenförmig mündet, sondern auch in seiner untersten Partie mit Moränen ausgekleidet und stellenweise von interglazialen Schottern verschüttet ist, worauf hier nicht näher eingegangen werden soll. Das Drahnachtal und das Isartal der Enge sind die Hauptbahn des Gletschers gewesen. Im Leutaschtale reichen Anhäufungen Inntaler Grundmoränen bis in die Enge hinein und werden noch unterhalb Lochlehen angetroffen; dann entfaltet sich ein breiter Talboden bei der Kirche, auf ihn folgt ein zunächst sanft ansteigender, gegen das Isartal steil abfallender Felsriegel, den die Leutasch in enger Klamm durchbricht. Auf 100 m hoher Stufe mündet das Leutaschtal in das Isartal. Ebenso wie die erwähnten Moränenablagerungen bringt diese Stufe zum Ausdruck, daß das Leutaschtal nur eine Nebenbahn des Eises in der Mittenwalder Enge gewesen ist. Aber die Stufenmündungen des Puiten- und Berglentalles an seiner linken Flanke bekunden, daß es auch seinerseits übertieft ist.

Die Übertiefung der Mittenwalder Enge setzt sich nördlich des Tores eine Strecke weit fort. In stumpf endender Talweitung liegt Mittenwald; im Westen stürzt der Abfluß des Lautersees in der Lainauklamm herab, im Osten der Gassellahnbach in enger Schlucht. Die Runsen des Karwendelgebirges nehmen talabwärts an Tiefe und Breite bis 1200 m Höhe zu; dann werden sie wieder eng und schmal, und in engen Rinnen stürzen sich ihre Wildbäche zur Isar. Die einstige Erfüllung der Weitung mit interglazialen Bildungen ist bis auf unbedeutende Reste entfernt, welche gerade genügen, um deren früheres ausgedehnteres Vorhandensein zu erweisen. Da findet sich unter dem Kalvarienberge noch ein Rest interglazialen Seetones; 1924 war er in 6 m Mächtigkeit erschlossen. Ausgedehnte Reste von interglazialen Terrassenschottern liegen auch noch im Raineckwalde rechts der Isar, angelehnt an die interglaziale Viererspitzbreccie, auf die wir zurückkommen. Ein Vorsprung von Hauptdolomit schließt die Weitung nach Norden ab; Gletscherschliffe, nach Nordnordost gerichtet, steigen an ihm im Eisenbahnanschnitte auf. In seinem Schutze erstrecken sich unter den Mähdern die 1922 beschriebenen interglazialen Ablagerungen, welche die Isar am Horn in einem schleifenförmigen Bogen durchbricht. Darüber breiten sich mächtige Grundmoränen, deren langgedehnte Züge Endmoränenwälle vorgetäuscht haben. Doch machen Richtung und Zusammensetzung sicher, daß es sich um drumlinartige Formen handelt. Wie bei Seefeld und in der Leutasch also auch hier glaziale Zuschüttung und Konservierung interglazialer Gebilde in einem Gebiete der Eisausbreitung.

Nicht der gesamte Eisfächer unterhalb Mittenwald war ein Gebiet glazialer Akkumulation. Der Hohe Kranzberg bildet eine Rundhöckerlandschaft, in der nur stellenweise Moränenreste auftreten. Seine nordsüdlich streichende Rip-pung verrät sich aus der Entfernung durch Baumreihen. An seinem Ostfuß bezeichnen der seichte, 2—3 m tiefe, abflußlose Schmalsee einen Streifen geringer Erosion, und ein solcher zieht sich auch zwischen den drumlinartigen Rücken im Brunnentale in den Mähdern nordwärts, so daß hier Schotter-ausbisse auftreten. Ausgeschliffen ist der Weg, den das Eis zwischen Kranz-berg und Wettersteingebirge eingeschlagen hat. Hier liegen der 18 m tiefe Lautersee (1011 m) und der 20 m tiefe Ferchensee (1060 m) zwischen Rund-höckern des Hauptdolomites; sie werden nicht von dessen geologischer Struk-tur maßgebend beeinflusst, welche letztere sich in den Seewänden unter dem Grünkopf so deutlich offenbart. Erst im Wettersteinwalde stellt sich die schon von GÜMBEL (2) als Hochgebirgsschotter kartierte Moränenbedeckung ein. Die genannte Tiefenlinie trägt den Charakter einer typischen Transfluenzstufe. Bereits der Ferchensee gehört in das Flußgebiet der Loisach, das hier dicht an die Isar heranreicht. Auch nach Norden erstreckt sich das Moränengebiet der Mittenwalder Mähder nicht bis an das Ende des Eisfächers. Wo derselbe die Höhen erreichte, welche das Längstal der Isar im Norden begleiten, fehlt schon oberhalb Wallgau die Moränendecke; postglaziale Schotter machen sich breit, und in einem vor ihrer Zuschüttung bewahrten Winkel erstreckt sich der 33 m tiefe Barmsee¹. Am Fuße der Erhebung, an dem der tiefere Teil des Eisfächers nach Osten hin entlangglitt, sind wir wieder in einem Gebiete glazialer Erosion.

Glaziale Erosion und glaziale Akkumulation wechseln in gesetzmäßiger Weise auf dem Wege des vom Inngletscher abgezweigten Astes in den Kalk-alpen. Wo das Eis gestaut war oder sich frei ausbreiten konnte, akkumu-lierte es, wo es mit steilem Gefälle dahinströmte oder auf ein Hindernis stieß, erodierte es. Es ist dieselbe Gesetzmäßigkeit, welche die Tätigkeit eines Flusses beherrscht, der sich das ihm passende Bett schafft. Diese Ana-logie ist um so bemerkenswerter, als unser Gebiet ganz und gar im Nähr-gebiet der Vergletscherung liegt, wo eine Moränenablagerung infolge ober-flächlichen Schmelzens des Eises ausgeschlossen war und nur an der Sohle des Gletschers durch die Erdwärme geschehen konnte. Letztere verwandelt die im Eise eingefrorene, bewegte Untermoräne in abgelagerte Grundmoräne.

II. Der Zerfall der Vergletscherung und die glazialen Stauseen.

Ablagerungen aus der Zeit des Rückganges der letzten Vergletscherung sind in den großen Tälern der Bayerischen Alpen selten. Nur da und dort sieht man bei Mittenwald einen kleinen Ufermoränenwall, z. B. am Saume des Rehbergwaldes in 930 m Höhe oder auf der Felsterrasse an der Mündungs-stufe des Gassellahnaches, wo zwei kurze Wälle nebeneinander in 1020 m Höhe laufen. Die Art des Rückganges wird offenbart durch gelegentliche

¹ Die Tiefenangaben für Ferchen- und Barmsee danke ich Hrn. Lehrer Rob. Weyerer in Weilheim, die für den Lautersee beruhen auf eigenen Lotungen.

Terrassierung des Talgehänges. Solche finden wir namentlich an der rechten Seite der Talmündung des Seinsbaches. Über der Spitze von dessen Schuttkegel (1005 m) finden sich deutliche Absätze in 1018 m, 1053 m, 1083 m, 1105 m, 1150 m und 1170 m Höhe. Die obersten sind in den Felsen geschnitten; die tieferen bestehen aus losem Geröll, das durch den Fußweg nach der Vereinsalp bloßgelegt ist. Ihre Entstehung denken wir uns wie folgt: Als der das Isartal erfüllende Gletscher schwand, floß an seinem Rande das dem Seinstale entströmende Wasser in immer geringer werdenden Höhen entlang, den Felsen abwaschend oder Geröll anhäufend. Sechs seiner Bahnen haben sich in einem Höhenintervall von 150 m erhalten. Sie lehren, daß die Eisoberfläche hier ebenso quantenweise sank wie der Eisrand bei Innsbruck quantenweise zurückging (18, S. 104). Das eine setzt das andere voraus. Das allmähliche Herabsinken der Gletscheroberfläche wird auch durch zahlreiche Umfließungsrinnen am rechten Isartalgehänge gegenüber Wallgau angezeigt. Die Fußpartien von Seinskopf und Schöttlkarspitz fallen hier stufenförmig ab; an der einspringenden Kante der Absätze ziehen sich hier vielfach Rinnenstücke entlang, welche nur von Flüssen, die einem Gletscher entlang flossen, eingeschnitten sein können. Man kann sie bis über 1300 m hinauf verfolgen. Bestockung mit dichtem Walde hindert ihr näheres Studium.

Bei diesem quantenweisen Rückzuge zerfiel die große Vergletscherung schließlich in einzelne Teile. Zwischen denselben entstanden eisfreie Lücken, in denen glaziale Stauseen sich sammelten und Flüsse flossen, die unter den heutigen Bedingungen nicht entstehen konnten. Ihre Ablagerungen helfen den Zerfall erkennen. Er geschah auf den beiden Seiten des Eisfächers unterhalb Mittenwald in verschiedener Weise. Rechts löste sich sein Zusammenhang mit den aus dem Karwendelgebirge und seinen Vorbergen kommenden Zuflüssen; diese blieben noch längere Zeit hoch oben als selbständige Gletscher bestehen, nachdem aus dem Isartale das Eis geschwunden war. Links hingegen zerriß der Eisfächer; von dem im Isartale zurückbleibenden Gletscher löste sich der im Loisachtale befindliche gänzlich los und blieb eine Zeitlang für sich bestehen.

Das Gelände zwischen Isar- und Partnachtal nördlich vom Wettersteingebirge gibt Gelegenheit, diesen Zerfall näher zu verfolgen. Aus dem schwindenden Eise tauchte hier zunächst der Hohe Kranzberg (1392 m) auf. In dem von ihm nach Norden sich ziehenden Kreidenbachtale liegen lose Schotter, z. T. schräge geschichtet. In etwa 1060 m Höhe ist ihnen ein Tonlager eingeschaltet. Sie verraten einen See von rund 1100 m Spiegelhöhe. Ein solcher konnte nur existieren, wenn das Kreidenbachtal durch Eis im Norden verschlossen war. Ein tiefer gelegener, also jüngerer glazialer Stausee lag eine Zeitlang am Kranzbache selbst. Gerade gegenüber an der Mündung des Kreidenbachtals finden sich deutliche bis 1030 m ansteigende Schotterterrassen, auf dem ein im schottischen Stile erbauter Landsitz steht. Eine Kiesgrube bei der benachbarten Jagdhütte erschließt in gleicher Höhe Deltaschotter; gegenüber der Terrasse wird unter solchem an der Mündung des Kreidenbaches sogenannte Kreide, sehr feiner Kalkschlamm, ausgebeutet. Moränenbedeckung fehlt hier. Wir haben also auch am Kranzbache die Anzeichen eines glazialen

Stausees, der nur existieren konnte, wenn das abwärts gelegene Tal vom Eise verriegelt war. Mutmaßlich floß er gegen Westen zum Ferchenbach durch den Drüsselgraben ab, dessen scharf eingeschnittener, leicht gewundener Lauf gerade in der Höhe seines Spiegels beginnt. Am Kranzbache folgen wenig weiter abwärts am linken Ufer zwei große Kreidegruben. In der oberen wird der feine Kalkschlamm von zäher Grundmoräne mit vielen gekritzten Gesteinen bedeckt, in der unteren wird er nach oben lediglich steinig. Nach diesen Lagerungsverhältnissen können diese Kreidevorkommnisse gleich der bereits 1922 erwähnten (23, S. 225) von Kaltenbrunn am Kankerbach in die Zeit des Herannahens der letzten Vereisung verweisen; es ist aber auch denkbar, daß die Grundmoräne des in nächster Nachbarschaft endenden Gletschers in den Stausee hineinfloß, oder daß jener sich gelegentlich in diesen hineinschob. Nach dem Gesamtaufreten der Ablagerung ist letzteres nicht ausgeschlossen. Mit den interglazialen Seetonen des Isartales können wir die Ablagerung nicht in Verbindung bringen.

Wie am Kranzbache gibt es an dem in entgegengesetzter Richtung fließenden Ferchenbach Stauseeablagerungen. Sie sind in der Talweitung von Ellmau erschlossen. Diese ist ein beim Gletscherrückgange verschüttetes Talstück und kann nicht mit GEHL als glaziales Zungenbecken angesprochen werden (15), in dem nach LEVY (2, S. 75, 77) der Reintalgletscher eine Zeitlang endete. Schloß Ellmau steht in ihm auf einer Terrasse von 1010 m Höhe, deren Fortsetzung im Walde nordwestlich der Häuser von Ellmau liegt. Hier erschließt ein Anschnitt des Ellmauer Baches Deltaschotter, bis 1005 m reichend, unter flach gelagertem Geröll. Wir erhalten hier also den Beweis eines Sees von 1005 m Spiegelhöhe, der nur bestehen konnte, wenn das abwärts gelegene Ferchenbachtal verriegelt war. Dies kann aber nicht in nächster Nähe geschehen sein; denn unsere Schotterablagerung läßt sich auf dem rechten Gehänge des Ferchenbachtals bis in die Nähe des Laingrabens verfolgen. Sie bildet eine Reihe von Terrassenstücken, die sich von 1010 m Höhe auf 1000 m senken, gelegentlich sitzen sie auf Moräne auf, vielfach werden sie vom Gehängeschutt des Stellwagelskopfes (1280 m) bedeckt. Dieser Dolomitschutt unterscheidet sich deutlich von ihrem Wettersteinkalkgeröll. Auch am rechten Talgehänge liegen lakustre Ablagerungen. Bei Hintergraseck reichen Bändertone bis 960 m. Der sperrende Damm muß also weiter talabwärts gelegen gewesen sein. Man möchte ihn im Partnachtal suchen; aber auch hier finden sich Deltaschotter. Sie werden durch eine kleine Grube in 1010 m Höhe dort erschlossen, wo der vom Reintaler Bauern nach Partenkirchen führende Weg den Sulzgraben eben überschritten hat. Danach wäre auf eine Ausdehnung des Ellmauer Stausees bis ins Partnachtal hinein zu folgern; das stauende Eis müßte im Norden, in der Gegend der heutigen Partnachklamm, gelegen gewesen sein. Daß sich die lakustren Ablagerungen gerade in der Gegend von Ellmau so gut erhalten und der Charakter des Seebodens sich am unteren Drüsselgraben so gut zu erkennen gibt, hängt damit zusammen, daß der Ferchenbach beim Verlassen der Ellmauer Weitung auf Fels gestoßen ist, den er in einer epigenetischen Schlucht quert. Dies hat GEHL (15) richtig erkannt.

Am Kranzbache finden sich Hinweise auf eine noch tiefere Absperrung. Bei Klais quert er in 935 m Höhe die Furche, in der Eisenbahn und Landstraße Partenkirchen-Mittenwald die Wasserscheide Loisach-Isar überschreiten. Der Kranzbach ist hier in einen sich nach Westen zum Kankerbach hin senkenden flachen Schuttkegel wenig tief eingeschnitten. Auf dem Schuttkegel liegt der Bahnhof Klais. Bei seiner Erweiterung wurde sehr grober, an Wettersteinkalkgeröllen reicher Schotter angeschnitten. Der Kranzbach ist also einmal zu dem nach Partenkirchen fließenden Kankerbach übergeflossen. Das setzt voraus, daß er nicht wie heute nach Krünn zur Isar hin gelangen konnte. Nachdem der Eisriegel, der die Staubildung am oberen Kranzbache in 1030 m oberhalb Klais verursacht hatte, geschwunden war, bestand ein tieferer in mehr als 935 m unterhalb Klais, der den Kranzbach zwang, nach Westen umzubiegen. Grobes Kalkgeröll ist hier am Kankerbach mehrfach aufgeschlossen, z. B. oberhalb der Enge beim Hirschbühl (890 m), und bei Kaltenbrunn (860 m). Wie schon 1922 (23, S. 225) erwähnt, entwickelten sich dann weiter abwärts am Kankerbach zwei Schotterterrassen, die an seinem rechten Gehänge entlang ziehen. Die obere senkt sich von 860 m bis 810 m, die tiefere setzt nahe dem Ende der oberen in 810 m ein und erstreckt sich weiter nach Westen. Sie endet mit unruhigen Oberflächenformen in 750 m Höhe. Das Material beider Terrassen ist grobes, ziemlich unregelmäßig geschichtetes Geröll; Moränenbedeckung fehlt. Gegen ihr Westende hin zeigt die untere Terrasse schräges Fallen nach Nordwesten. Dagegen haben die Schotter am linken Gehänge bei Kainzenbad mit deutlicher Deltastruktur östliches bis nordöstliches Fallen. Sie bilden keine zusammenhängende Terrasse, sondern einzelne Sporne, auf deren Höhen gelegentlich kesselartige Vertiefungen auftreten. Diese Schotter reichen fast bis zum Eintritte der Partnach in die Garmisch-Partenkirchener Talweitung. Sie lehren, daß der Kankerbach in einen See mündete, in den auch von Westen her Schotter geschüttet wurde. Das kann nur ein Stausee hart am Rande eines in der Talweitung liegenden Gletschers gewesen sein.

Ganz ähnliche Schotter finden wir an der andern Seite der Talweitung auf dem Rücken zwischen dem Loisachtal und einem am Fuße des Krammer gegen den Herrgottschrofen ziehenden Tälchen. Sie lagern auf der dortigen interglazialen Nagelfluh, die unter ihnen glatt abgewaschen ist. Ihre Oberfläche zeigt mehrere Kessel von 10 bis 15 m Tiefe, wie sie in Schottern am Eisrande entstehen, die Eispartien verschüttet haben. Das Schmelzen der letzteren verursachte Einbrechen des hangenden Kieses. Wir haben also östlich Partenkirchen und westlich Garmisch Spuren eines Eishaltes. Schotter am Ausgange der Partnachklamm, am Anstiege des Weges zum Reintaler Bauern in 830 m und Schotter dicht neben der Klamm am Wege nach Vordergraseck erweisen auch, daß das unterste Partnachtal von jenem Gletscherhalte gestaut war. Es war nicht der Partnachgletscher, sondern der Loisachgletscher, der sich in der Talweitung von Garmisch-Partenkirchen ausbreitete. In 700 m bis 800 m Höhe endend, konnte diese Zunge nicht den See mit etwas über 1000 m Spiegelhöhe stauen, den wir im Partnach- und Ferchenbachtale kennengelernt hatten. Dieser See verlangte einen Damm von min-

destens 1000 m Höhe. Ufermoränen einer so hoch reichenden Gletscherzunge haben wir bei Partenkirchen nicht gefunden. Aber weiter talab gibt es Spuren eines entsprechenden Gletscherhaltes. Wie bereits früher berichtet (23, S. 225), sitzt auf der Höhe des Ettaler Berges (875 m) eine Ufermoräne des Loisachgletschers auf Deltaschottern, die in einen zwischen ihm und dem Ammergletscher gelegenen Stausee geschüttet worden sind, und weiter talab schlingt sich eine deutliche Endmoräne um das kleine Moos von Schwaiganger am Ostende des Murnauer Mooses (664 m; 7, S. 338). Sie verrät einen Halt des Loisachgletschers am Nordostende des Murnauer Mooses. Zwischen beiden Vorkommnissen ergibt sich ein Gefälle von 14‰ , also weniger als der Loisachgletscher (22‰) während der Hocheiszeit auf dem Wege durch den Voralpenzug gehabt hat. Mit einem solchen Gefälle kommen wir bei Garmisch-Partenkirchen genau auf die Höhe von 1000 m, welche die das Partnachtal stauende Eismasse mindestens gehabt haben muß. Wir halten daher für wahrscheinlich, daß sie sich bis an das Ende des Murnauer Mooses erstreckt hat. Keinesfalls können wir sie mit der Randlage des Gletschers in Verbindung bringen, die wir bei Weilheim auf dem Alpenvorlande nachgewiesen haben (7, S. 337). Eine hier endende Gletscherzunge konnte nur über den Molasseriegel von Murnau gespeist werden, der sich auf 700 m erhebt und also noch von Eis in ansehnlicher Dicke überflossen gewesen sein müßte. Wenn wir diese auch nur zu 100 m annehmen, so kommen wir bei Garmisch-Partenkirchen zu einer entsprechenden Eishöhe von 1200 bis 1300 m, die, 500 m unter der hocheiszeitlichen gelegen, erheblich größer als die zur Stauung benötigte war und eine fast ununterbrochene Überflutung des Landes zwischen Partenkirchen und Mittenwald bedeutete.

Eine Gletscherzunge von 1000 m Höhe bei Partenkirchen lag 700 m unter der hocheiszeitlichen und konnte ziemlich weit in das untere Partnachtal eindringen, das sich beiderseits der Klamm in 900 bis 1000 m etwas ausweitete. Auf diesen sanft U-förmig gebogenen Terrassenflächen wird die stauende Ausstülpung des Loisachgletschers geendet haben. Wie weit er in das Kankerbachtal eindrang, läßt sich nicht entscheiden. Mutmaßlich bestand hier noch ein Zufluß vom Isargletscher herüber, der von der andern Seite her den See im Kranzbachtale und, wie wir sehen werden, Seen auf der Nordseite des Karwendelgebirges staute. Später, als die Kranzbachwasser durch das Kankerbachtal zur Loisach flossen, existierte eine solche Verbindung nicht mehr. Damals war der Loisachgletscher bei Partenkirchen 1000 m unter die hocheiszeitliche Gletscheroberfläche, nämlich auf 750 bis 800 m herabgesunken, und der Isargletscher uferte bei Klais in mehr als 935 m Höhe, also höher als gleichzeitig der Loisachgletscher. Damals aber auch konnte dieser nicht mehr einen See im Partnachtale stauen, und ebenso konnte der schwächliche Isargletscher nicht mehr seine Nebenflüsse mit Erfolg abdämmen. Die Periode der Stauseebildung war vorüber. Sie erfolgte während der relativ kurzen Spanne Zeit, in der sich der Loisachgletscher vom Murnauer Moos bis Partenkirchen zurückzog.

Wo der Partnachgletscher endete, als der Loisachgletscher das Partnachtal staute, bleibt noch genauer festzustellen. Mächtige Moränen breiten sich

beiderseits der Mündung der Bodenlähne, im Spitzwalde und im unteren Schachentale. Sie ließen mich hier einen Gletscherhalt mutmaßen (7, S. 351). REIS (12, S. 79) gibt an, daß sie sich mit geroltem Material und »Kreide« vergesellschaften. Danach scheinen hier ähnliche Verhältnisse obzuwalten wie im Seinsbachtal. Ich konnte die Gegend nicht neuerlich besuchen. Ein Wall, den das Positionsblatt Dreitorspitz in der rechten Flanke des Reintales unter dem Königshaus am Schachen angibt, sollte locken, hier einmal nach einer Endmoräne zu suchen.

Die Speisung des in der Garmisch-Mittenwalder Weitung liegenden, vom Isargletscher losgelösten Eises kann nur unbedeutend sein. Schon als das Eis unter die Hochfläche der Törlen eingesunken war, was gewiß eher geschah, als der Hohe Kranzberg auftauchte, konnte im Loisachtal nur ein schwacher Eisarm nördlich der Törlen vorbei in die Garmisch-Partenkirchener Weitung gelangen, und noch geringer mußte die Eiszufuhr gewesen sein, als die Eisoberfläche hier auf 1000 m und gar auf 700 m gesunken war. Sonst kommen als Nährgebiet nur die Nordwände des Zugspitzkammes sowie das Höllental in Betracht, ein kleines Nährgebiet für eine große Eismasse. Wir mutmaßen daher, daß unsere Talweiterung nach Zerfall der großen Vergletscherung im wesentlichen von totem Eise erfüllt war. Damit steht das geringe Gefälle der Seen stauenden Zunge bis zum Murnauer Moose hin im Einklang.

Wie beim Schwinden der großen Vergletscherung nördlich des Wettersteingebirges zunächst noch Gletscher im Loisach- und Isartale bestehen blieben, so trennten sich beim weiteren Eisrückgange südlich des Wettersteingebirges die Gletscher des Isar- und Leutaschtales. Beide rissen an der Stufenmündung der Leutasch auseinander, und hier setzte die Wirkung des rinnenden Wassers schon ein, als in der Weitung von Mittenwald noch Eis lag. Schotter, deren fluvioglazialer Ursprung sich durch ihre Führung von teilweise abgewaschenen gekritzten Geschieben verrät, ziehen sich über der Leutasch längs der Straße durch die ganze Klamm hindurch. Bei der Kapelle an der Straße bilden sie einen förmlichen Moränenwall, der sich quer über eine alte Klamm (22, S. 205) legt, die von der heutigen durch ein Felsköpfchen getrennt ist. Man sieht die alte Klamm östlich von unserem Walle unter der Straße sowie westlich von ihm gegen die heutige Klamm hin. Mutmaßlich hat der Wall bewirkt, daß die alte Klamm außer Gebrauch gesetzt wurde. Aber der durch die neue Klamm angedeutete Lauf der Leutasch ist nicht erst daraufhin in Gebrauch genommen. Auch über der neuen Klamm ziehen sich Schotter zum Isartale. An diesem brechen sie ab. Weiter unterhalb deuten unregelmäßig geschichtete Geröllmassen an der linken Seite der Talweiterung bei Mittenwald einen alten Flußlauf an, der am Eise entlang strömte. Möglicherweise war er die Fortsetzung der Leutasch.

Das zuletzt im Isartale befindliche Eis war sicher totes und gewiß außer Zusammenhang mit dem Inntaler Eis. Die allerhöchstens 1000 m Eis, die beim Maximum der Vergletscherung auf dem sonnigen Seefelder Paß gelegen haben, müssen rascher geschmolzen sein als die 1100 m Eis, die das schattige Tor von Mittenwald durchströmten. Zuvor schon muß sich der Zufluß des Eises über den Seefelder Paß sehr gemindert haben. Sobald sich

hier die Eisoberfläche unter 1500 m senkte, kann die Eisüberflutung des Passes keine einheitliche mehr gewesen sein. Die auf der Paßhöhe liegenden Berge, wie der Brunschberg (1510 m), wie Gschwend (1500 m), wie Hochmoos (1555 m) und Hochmähder (1510 m) mußten aus dem Eise auftauchen und dasselbe in mehrere, den Tälern folgende Stränge teilen, so daß das im Isartale eine viel geringere Speisung als zuvor erhielt. Daß die Stauseen aufdämmende Eis war daher auch hier wahrscheinlich in ähnlicher Weise unternährt und im Absterben begriffen wie das entsprechende des Loisachtales. Es ist ferner denkbar, daß das Zerreißen des Eises auf dem Paß schon eher erfolgte, als weiter unterhalb im weiten Tale des Drahnbaches noch ein bis zur Paßhöhe (1180 m) aufragender Eiskuchen vorhanden war.

Dieses Problem hat sich erst gestellt, als meine Untersuchungen im Felde abgeschlossen waren, und ich habe das Paßgebiet von Seefeld nicht mit der entsprechenden Fragestellung durchwandert. Aber seit langem kenne ich eine einschlägige Tatsache. Südwestlich von Seefeld zieht sich das Tal der Seewiesen in der Richtung auf Mösern. Hier finden sich schräge geschichtete Schotter, abgelagert von einem alten Gletscherbache, teils gelehnt an das Talgehänge, teils sich als »os«-ähnlicher Wall in der Talmitte ziehend. Sichtlich mündete der über die Möser Mähder noch gerade ins oberste Isargebiet hereinhängende Saum des Inngletschers hier in einen See von 1180 m Höhe, den man später durch Anlage eines künstlichen Dammes beim Seekirchl wieder ins Leben zu rufen trachtete, der aber als Naturgebilde nur bestehen konnte, wenn der Abfluß des Seebaches gehindert war. Dies konnte bewirkt werden, wenn weiter im Norden noch Eis gelegen war, das höher anstieg als bis zum niedrigsten Punkte des Passes.

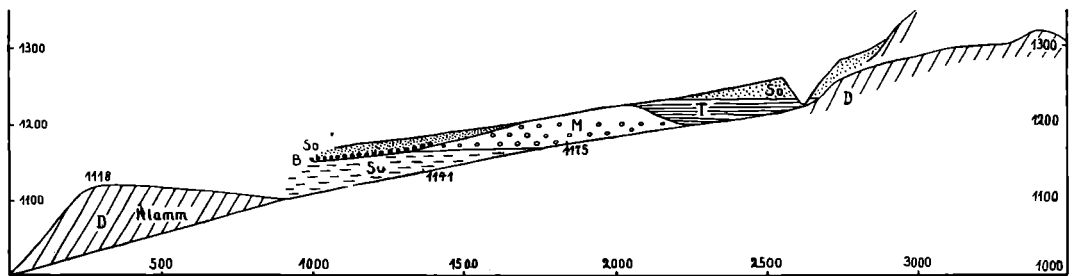
III. Glaziale Stauseen und Rückzugsstadien.

Der Gletscherzerfall auf der rechten Seite des großen Eisfächers unterhalb Mittenwald geschah in der Weise, daß sich der Zusammenhang des Inntaler Eises mit den seitlichen Zuflüssen löste und sich dazwischen zeitweilig Stauseen bildeten. Typisch läßt sich diese Entwicklung im Gießenbachtale studieren, das, aus der Seefelder Gruppe kommend, stufenförmig in die Hauptbahn des Inntaler Eises, in das Drahnbachtal unterhalb Seefeld mündet. Die obere Partie des Tales, der landschaftlich entzückende Talzirkus von Eppzirl, ist stark vermurt. Sie entbehrt des oberirdischen Abflusses und wird unterhalb der Wiesen der Luxfalle von einem Dolomitriegel (1341 m) durchsetzt. An dessen Nordfuß sprudeln zahlreiche Quellen hervor. Sie speisen den von Südosten kommenden Gießenbach, der das untere Talstück durchmißt, anfänglich eingeschnitten in Schotter und Moränen, dann in einer Klamm die 100 m hohe Mündungsstufe durchmessend. AMPFERER hat bereits die erwähnten Glazialbildungen beschrieben und eine Abbildung der von ihnen eingenommenen Talstrecke gegeben (10, S. 460, Taf. XII, Fig. 1). Wir ergänzen seine Darstellung in einzelnen Punkten (vgl. Fig. 2).

Die Klamm des Gießenbaches ist nicht im entferntesten so eng wie die Leutaschkamm. Man kann sie leicht passieren. Gleichwohl folgt ihr der

Talweg nicht. Er steigt vielmehr am Abfalle der Mündungsstufe ziemlich steil an und biegt dann in eine Furche ein, die mit Grundmoräne ausgekleidet ist. Sie ist eine alte Klamm von allerdings nur geringer Tiefe. Mit leichtem Abstieg führt der Weg von der Stufenhöhe zum Bache herab und erreicht mächtige, unregelmäßig geschichtete, vornehmlich aus Dolomit bestehende Schotter (Su), die das Tal in mehr als 40 m Mächtigkeit erfüllt haben. Man kann sie ebensogut als Ausläufer der interglazialen Verschüttung des Isartales auffassen (22, S. 198) wie als eine Talverbauung an den Flanken des über den Seefelder Paß hinwegflutenden Eises. Über unsere Schotter breiten sich Grundmoränen (M), die durch zentralalpine Geschiebe ihre Inntaler Herkunft erweisen. AMPFERER hat dargetan, daß das Inntaler Eis nicht etwa

Fig. 2.



Profil durch das Gießenbachtal, Höhe 1 : 10000, Länge 1 : 25000.

D Hauptdolomit. Su Untere Schotter. M Grundmoräne.

T Seeton. B Blocklage. So Dolomitschutt und hangender Schotter.

bloß von unten her in das Gießenbachtal eindrang, sondern daß es diesen linken Seitenkamm vom Seefelder Joche an überflutete und ostwärts sich bis zur Oberbrunnalpe erstreckte. Es legte sich quer vor den Talkessel von Eppzirl und drückte dessen Eis ganz zur Seite. Bis über den Dolomitriegel ist es aufwärts vorgedrungen, wie ein kristallines Geschiebe nördlich der Luxfalle bezeugt.

Wie AMPFERER bereits dargetan, stammen die zahlreichen kristallinen Geschiebe im Gießenbach aus den erwähnten Grundmoränen her. Gleichen Ursprunges ist eine Blocklage im Hangenden der Moränen an der Basis einer jüngeren Schotterlage. Eine Strecke weit bilden Grundmoränen allein die Talverbauung, stellenweise werden sie von talaufwärts fallenden Schottermoränen ersetzt, und von etwa 1175 m Höhe stellen sich in ihnen Seetone (T) ein, welche allmählich die Moränen ersetzen und über 1200 m Höhe herrschend werden. Diesen lakustrinen Ablagerungen fehlt heute ein Riegel, der ihre Entstehung plausibel machte. Er ist geschwunden. Der allmählich sich vollziehende Übergang der Grundmoränen in die Tone macht sicher, daß er aus Eis bestand, und ihre Beschaffenheit vergewissert uns, daß es Inntaler Eis war. Sie gleichen der tonigen Grundmasse der Grundmoräne. Über den Seetonen lagert eckiger Dolomitschutt (So), den der Gießenbach herbeigebracht

hat. Er breitet sich über das ganze Gebiet des Stausees, erreicht an dessen oberen Ende 60 m Mächtigkeit, ist aber wesentlich jünger. Er zeigt nirgends Deltaschichtung. Nirgends fanden sich Moränen auf den lakustren Tonen. Letztere gehören also in die Zeit des Schwindens der Vergletscherung, als diese nicht mehr den 1500 m hohen Kamm westlich vom Gießenbachtal zu überfließen vermochte, sondern auf 1200 m bis 1300 m ansteigend lediglich dessen Mündung verriegelte.

Spuren ähnlicher glazialer Stauseen finden sich unterhalb Mittenwald in den vom Nordabfalle des Karwendelgebirges kommenden Tälern des Gassellahn-, des Seins- und des Fermersbaches. Aber im Gegensatz zu den bisher betrachteten werden sie von Moränen bedeckt und erheischen daher eine gesonderte Betrachtung.

Wir begeben uns zunächst in das Tal des Gassellahnbaches, dessen obere Verästelungen als Kälberbach in den Wänden der nördlichen Karwendelkette zwischen Wörner- und Tiefkarspitze wurzeln, und zu dem vom Dammkar durch die obere Ochsenalp und die untere Kälberalp ein Tal herabzieht. Wo letzteres mündet, findet sich Bänderton in 1100 m Höhe. Wie der des Gießenbaches lagert er auf zäher toniger Grundmoräne auf. Aber er wird bedeckt von grobem Kalkschutt, der zur Endmoräne eines alten von AMPFERER (8, S. 240) zuerst erwähnten Dammkargletschers gehört. Östlich der unteren Kälberalp baut er in 100 m Mächtigkeit eine Terrasse auf, zu der vom Mittereck zwei Ufermoränen herabziehen; westlich der Alp bildet er einen 500 m langen, Eisenbahndamm ähnlichen Wall, in dem wir in rund 1200 m Höhe einige zentralalpine Gerölle fanden. Es liegt hier eine prachtvoll alte Ufermoräne des alten Dammkargletschers vor, der, zwischen westlicher Karwendelspitz (Mitterkreuz 2385 m) und Tiefkarspitz (2431 m) wurzelnd, bis 1100 m herabreichte. Neben diesem Dammkargletscher lag ein Tiefkargletscher, der in rund 1200 m Höhe den Kälberalpbach erreichte und neben demselben in dem vom Tiefkar kommenden Tälchen mächtige Moränen aufschüttete. Auch am oberen Kälberalpbache hinterließ eine von den Wörnerwänden herabkommende Eiszunge Moränen in 1350 m Höhe. Drei Lokalgletscher endeten also zeitweilig nebeneinander im Gebiete des Gassellahnbaches. Zwei von ihnen hinterließen mächtige Endmoränen. Die der untersten sitzen auf den Ablagerungen eines alten Sees auf, der nach seiner Lage nur als glazialer Stausee gedeutet werden kann.

Der Seinsbach wurzelt gleichfalls am Nordabfalle des Karwendelgebirges, und zwar östlich vom Gassellahnbache. Das zwischen Wörnerspitz (2477 m) und Hochkarspitz (2483 m) gelegene Wörnerkar gehört zu seinem Einzugsgebiet, aber sein Lauf ist zwischen Vereinsalp und Isar im wesentlichen westwärts gerichtet. Steigen wir an ihm aufwärts, so gehen wir längs einer Mündungsklamm entlang. Wo der von Norden kommende Lausgraben mündet, weitet sich das Tal ein wenig, und hier quert der Lausgraben unmittelbar, bevor er den Seinsbach erreicht, unter der Ochsenalp (1176 m) eine verschüttete Schlucht. Sie ist etwa 20 m hoch mit grobem Geröll erfüllt, darüber folgt in 20 m Mächtigkeit Seeton, der nach der Art seines Auftretens als glaziale Stauseebildung aufzufassen ist, und schließlich von 1150 m Höhe

an Moräne. Am Fuße des Aufschlusses wurde im Bachbett ein kristallines Geschiebe gefunden, das einzige im Seinsbachtale.

Gegenüber erschließt eine Reiße eine sehr mächtige Schuttablagerung, die bis etwa 1250 m heraufreicht. Seltene deutlich gekritzte Geschiebe machen sicher, daß wir es mit der mächtigen Moräne eines alten Gletschers zu tun haben, der, aus dem Wörnerkar kommend, sich am Seinsbache abwärts erstreckte. Sie ist der Vorposten einer zusammenhängenden Moränenerfüllung, die sich 1 km weiter oberhalb von der Mündung der Reißenden Lahn an einstellt und sich über die Paßhöhe der Vereinsalp hinüber bis ins Quellgebiet des zum Fermersbache gehörigen Moosgrabens erstreckt. Der Seinsbach schneidet, bevor er an der Mündung der Reißenden Lahn in eine enge felsige Schlucht eintritt, gegen 100 m in diese Moränenerfüllung ein, die an seinem linken Gehänge in 1340 bis 1380 m Höhe eine deutliche Terasse bildet. Zusammengesetzt wird diese mächtige Ablagerung aus Moränen und Geröll, die sich nicht scharf voneinander scheiden. Doch halten sich die Moränen mehr in den hangenden Partien, die selteneren Schotter mehr in den liegenden. Letztere zeigen stellenweise — in etwa 1340 m Höhe — deutliche Deltastruktur, nach unten gehen sie in Seetone über, der in 1250 m Höhe den Sockel des ganzen Komplexes bildet. Man erhält den Eindruck einer typischen Talverbauung. Oberflächlich stellen sich auf ihr — etwa 800 m oberhalb der Mündung der Reißenden Lahn — deutliche Moränenwälle ein. Sie gehören zu einem aus dem Wörnerkar gekommenen Gletscher, der sich auf der Vereinsalpe hammerförmig ausbreitete, ein Ende am Seinsbache entlang bis etwa 1350 m nach Westen, ein anderes bis zu den Alphütten (1395 m) nach Osten streckte. Man kann mehrere Wälle unterscheiden, zwischen denen sich ein Seelein befindet. Auf dem am weitesten nach Norden gerückten stand das großherzoglich luxemburgische Jagdschloß; der benachbarte innere zeigt eine sehr deutliche nach Osten gerichtete Krümmung. Auf dem östlichsten Moränenwalle stehen die Häuser der Vereinsalp. Von hier zieht sich im Tal des Fermersbaches eine Schotterablagerung herab. Der Moosgraben und weiter abwärts namentlich der Sandbach erschließen in 1200 bis 1360 m Höhe schüttiges, sandiges Material, das dann und wann durch ein gekritztes Geschiebe seinen fluvio-glazialen Ursprung erweist. Die Schichtung ist flach. Die Ablagerung ist nicht in einen See geschüttet. Sie stellt wohl den rechten steilen Übergangskegel des auf der Vereinsalp endenden Gletscherastes dar.

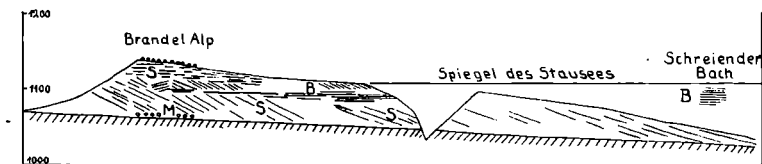
Die geschilderten Verhältnisse weichen in mancher Hinsicht von denen am Gassellahnache ab. Zunächst darin, daß die Seetone an der Ochsenalp nicht auf Moränen, sondern auf Schotter aufsitzen. Die Schichtfolge Seeton auf Schotter wird sich entwickeln, wenn ein Tal allmählich vom Eise verriegelt wird. Sie ist charakteristisch für das Herannahen und nicht für das Schwinden einer Vergletscherung. Wir sind daher geneigt, den durch die Seetone an der Ochsenalp angezeigten Stausee mit 1150 m Spiegelhöhe in die Zeit des Herannahens einer Vergletscherung zu verweisen. Die Schichtfolge oberhalb der Mündung der Reißenden Lahn dagegen erinnert an die an der Einmündung des Dammkargletschers ins Gassellahntal. Aber während dort Endmoränenwälle auf den Stauseetonen aufsitzen, erscheinen letztere hier zunächst als

Basis einer Talverbauung mit ziemlich ebener Oberfläche. Erst weiter aufwärts künden Endmoränen einen Halt im Gletscherrückgange. Schon deren enge Verknüpfung mit der Terrasse macht wahrscheinlich, daß auch diese in die Zeit des Eisschwindens gehört. Unabweislich wird eine solche Folgerung bei der Annahme von H. v. WOLF, daß zentralalpines Geschiebe über den Sattel der Vereinsalp gefrachtet worden sei, wovon allerdings, wie erwähnt, keine Spur zeugt, denn das, was wir sehen, sind die Moränen des aus dem Wörnerkar kommenden Gletschers. Dieser müßte sich auf dem Sattel breitgemacht haben, als das zentralalpine Eis hier geschwunden war, und müßte ihm dann im Seinsbachtale bis zur Mündung des Lausgrabens nachgestoßen sein. Doch konnte er ihm nicht auf dem Fuße folgen, sondern es rissen zwischen ihm und dem sich zurückziehenden Eise Löcher auf, in denen sich in wechselnder Höhe Stauseen sammelten. Nach seinem Vorstoße von mehr als 5 km müßte sich der Wörnergletscher wieder auf die Höhe der Vereinsalpe zurückgezogen haben und hier eine Zeitlang stationär geblieben sein, Moränenwälle zwischen 1350 m und 1400 m aufbauend.

Einfacher gestalteten sich die Verhältnisse, wenn wir nicht an einen Strang zentralalpines Eises glauben, der über den Sattel der Vereinsalp kam, sondern annehmen, daß der Sattel immer von kalkalpinem Eis bedeckt war, das, an den mächtigen Gletscher des Fermersbachtals gelehnt, den Mittenwalder Eisfächer hinderte, in letzteres einzudringen. Dann haben wir nur an einen Vorstoß dieses kalkalpinen Eises um etwa 1 km zu denken. Ohne einen solchen Vorstoß nach dem Zerreißen von Haupt- und Nebengletscher können wir die Verbauung am oberen Seinsbach nicht verstehen.

Am großartigsten sind die Stauseeablagerungen im Tale des Fermersbaches entwickelt, das gegen Vorder-Riß sich ziehend, im Verein mit dem Seinsbach- und Isartal die Soierngruppe umklammert. Es wurzelt gleichfalls unter den Wänden des Karwendelgebirges zwischen Hochkarspitz und Bärenalpl. Mit 1138 m Höhe setzt bei der Brandelalpe ein förmlicher Damm quer über das Tal (Fig. 3). Fast in seiner gesamten Höhe von 80 m wird er aus delta-

Fig. 3.



Das Delta der Brandelalp 1 : 10000.

.... Wälle von Kalkblöcken und Schotter. B = Bänderton. M = Moräne (aufgearbeitetes Neokom).
Schräg-schraffiert = Neokom.

artig geschichteten Schottern (S) und eingeschalteten Seetonen (B) aufgebaut, die auf Neokommern aufsitzen. An der Grenze gegen dieses Liegende lagern große Blöcke jener Mergel in einer grünlichen Grundmasse (M). Das Ganze erinnert an Geschiebelehm. Gekritzte Geschiebe finden sich darin ebenso wie in den Tonen im Schotter. Das Material ist rein kalkalpin. Aufgesetzt dieser Ablagerung sind niedere Blockwälle oder Reihen von groben Kalkblöcken. Sie

verraten einzelne Randlagen eines Talgletschers, der auf dem lakustroglazialen Sockel endete. Aufschlüsse weiter abwärts, namentlich an dem dicht unterhalb der Brandelalp mündenden Bache, zeigen unten Schotter wieder auf Neokom gelagert, darüber Seetone mit gekritzten Geschieben; die Tone lassen sich noch bis Höhenzahl 1089 m verfolgen und verlieren sich dann. Talaufwärts bricht die Ablagerung jääh ab.

Unser Profil zeigt, daß die Ablagerung an der Brandelalp wie keine zweite in den Alpen der finnischen Salpausselkä gleicht. In der Tat stellt sie gleich derselben eine subaquatische Endmoräne dar, abgelagert in einem See, der das Fermersbachtal zeitweilig wenigstens bis mindestens 1110 m erfüllte¹. Hier wie da lehnen sich an die distale Seite mächtige Tone, fällt die proximale Seite steil ab gegen eine Weitung, in welcher zur Zeit ihrer Entstehung das Eis lag. Ein See von 1110 m Spiegelhöhe im Fermersbachtale kann nur ein glazialer Stausee gewesen sein, dadurch entstanden, daß das Tal weiter unterhalb durch einen Eisriegel verschlossen war. Dieser aber konnte vom Isargletscher gebildet werden, der in das Rißgebiet eindrang.

Wie am proximalen Abfalle der Salpausselkä liegt oberhalb des Dammes der Brandelalp ein altes Gletscherbett, das Tal weitete sich auf, seine Entwässerung geschieht östlich der Brandelalp in epigenetischer Schlucht, welche zur Anlage einer Klause gelockt hat. Es ist ein kurzer Halt des Gletscherückzuges, der hier festgelegt ist. Einen längeren verraten die drei großartigen Ufermoränen, die sich erst 2.5 km weiter oberhalb am Hufachgraben, einer der Wurzeln des Fermersbachtals, einstellen. Sie begrenzen unterhalb des Hufachbodens das Ende eines bis 1200 m herabreichenden Gletschers, der vom Abfalle der Hochkar- (2441 m) und Raffelspitz (2324 m) ausging. Ein etwas kleinerer Gletscher hat gleichfalls im Quellgebiet des Fermersbaches weiter östlich im Bereiche des Wechselbodens unter der Schlichtspitze gelegen; wir kennen Moränen von ihm in 1376 m Höhe. Wahrscheinlich reichte er bis unter 1300 m Höhe herab.

Die Glazialerscheinungen im Fermersbachtale zeigen nahezu die gleiche Anordnung wie die am Seinsbache. Wir erkennen einen Vorstoß eines Kalkalpengletschers, der groß gewesen sein muß, wenn zentralalpines Eis über die Vereinsalp geflossen ist. Denn letzteres mußte auch das obere Fermersbach-

¹ Dieser See hat nichts mit einem solchen im untersten Rißtale zu tun, auf den wir aus den dort — zwischen Fermersbach- und Fischbachmündung — von H. v. Wolf (28, S. 269) beobachteten schräge geschichteten, nordwärts fallenden Schottern schließen; denn diese werden bereits in 850 m Höhe von horizontal geschichteten überlagert. Der See im unteren Rißtale hatte also nur 850 m Spiegelhöhe und muß auch als ein Stausee betrachtet werden, den das noch im Isartale bei Vorder-Riß lagernde Eis auftaute. Er ist also jünger als der Stausee im Fermersbachtale. Daß es sich um einen Ausläufer der im Isartale auftretenden interglazialen lakustren Ablagerungen handelt, ist nach der Beschreibung H. v. Wolfs nicht anzunehmen. Dagegen ist nicht unmöglich, daß die Schichtfolge an der Brandelalp ihr Seitenstück in den postglazialen Schottern im Längstale der Riß findet. Dieselben sind in der Gegend des Alpenhofes auf der rechten Talseite unten recht unregelmäßig geschichtet, darüber folgen flach geschichtete Partien, denen ein zerschnittener Schuttkegel aufsitzt. Man kann hier an Ablagerungen eines glazialen Stausees denken, der sich vor einer ähnlich weit in das Rißtal eindringenden Zunge des Isargletschers erstreckte, wie der Stausee im Fermersbachtal. Möglich ist, daß Eisschollen, die auf jenen Stauseen trifteten, zentralalpines Geschiebe weiter in das Rißgebiet frachteten, als es der Gletscher tat.

tal passieren. Rühren die unterhalb des Dammes der Brandelalp am Wege zur alten Klause auftretenden zentralalpinen Geschiebe von ihm her, so müssen sie weiter oberhalb durch das vom Nordabfalle der Karwendelkette vorstoßende Eis vollständig ausgeputzt worden sein. Mindestens 2 km war der Vorstoß des Karwendeleises bis zur Brandelalp. Später zog es sich wieder um 2.5 km zurück und blieb neben dem Wörnerkargletscher als Hufachgletscher noch längere Zeit stationär. Glauben wir aber nicht an den unerweisbaren Übergang zentralalpinen Eises über die Vereinsalp, so handelt es sich an der Brandelalp nur um einen sehr unbedeutenden Vorstoß des Gletschers über seine eigenen, in einen See geschütteten Anschwemmungen; auf den Vorstoß, ob groß oder klein, folgte ebenso wie im Seinsbachtale ein Gletscherhalt in engeren Grenzen. Beide Vorgänge haben sich auch im Gassellahnbachtale abgespielt. Die in der linken Ufermoräne des Dammkargletschers auftretenden kristallinen Geschiebe können nicht anders gedeutet werden, als daß auch er in das Bereich zentralalpinen Eises vorstieß, wobei er sich über einen glazialen Stausee erstreckte. Darauf blieb er eine Zeitlang stationär. Dies erfolgte dort, bis wohin der Gletscher vorher vorgestoßen war, während am Seinsbache und Fermersbache sich Vorstoß und stationäres Verweilen deutlich voneinander scheiden. Diese Tatsache veranlaßt uns, beides gesondert zu betrachten.

Jedes stationäre Verhalten eines Gletscherendes weist auf eine gewisse Konstanz klimatischer Verhältnisse. Ein Gletschervorstoß aber braucht nicht notwendigerweise auf eine Verschlechterung des Klimas zurückgeführt zu werden, sondern kann auch Folge des Gletscherzerfalls sein. Dies wird uns klar, wenn wir uns das Verhältnis eines Haupt- und Nebengletschers bei einer großen Vergletscherung vorstellen. Der Hauptgletscher strömt hoch angeschwollen in den Hauptbahnen der Eisbewegung und staut die aus den kleinen Nebentälern kommenden Gletscher neben sich hoch auf. Beginnt er abzuschmelzen, so läßt seine stauende Wirkung auf die Nachbarn nach, und diese fließen ihm nunmehr wegen gesteigerten Oberflächengefälles rascher zu, dabei vorstoßend, was sich noch fortsetzen kann, wenn der Zusammenhang zwischen ihnen und dem Haupttalgletscher geschwunden ist. Die Vorstöße, die das Eis des Dammkar-, Seinsbach- und Fermersbachtals während des Rückzuges der Vergletscherung gemacht hat, tragen alle Kennzeichen eines derartigen mechanischen Vorstoßes. Ein solcher steht unter starker Beeinflussung durch orographische Gegebenheiten. Er vollzieht sich daher ebensowenig wie die Zerreißung des Gletschers gleichzeitig, und die Stauseebildung ist nicht synchron.

Dagegen haben wir alle Ursache, anzunehmen, daß die von gewaltigen Endmoränen umgebenen Enden der vom Dammkar und vom Wörnerkar kommenden und des im Hufachboden lagernden Gletschers synchron sind und ein bestimmtes Stadium im Rückzuge der Vereisung darstellen, denn ähnliche Endmoränen wiederholen sich in gleicher Höhe in den Nachbartälern. Östlich vom Fermersbachtal lagen unter dem Nordabfall der Vorderen Karwendelkette noch zwei ansehnliche Gletscher. Vom Fuße der östlichen Karwendelspitze (2539 m) erstreckte sich im Rontal ein Gletscher bis zur großen, mit riesigen Blöcken überstreuten Endmoräne unterhalb der Ronalpe auf 1200 m herab. AMPFERER hat sie bereits zutreffend charakterisiert (8, S. 226).

An der linken Flanke des von den gewaltigen Torwänden ausgehenden Tortalles zieht sich bis zur Tortal-Hochlegeralp ein deutlicher Ufermoränenwall empor, der, begleitet von einer Reihe riesiger Blöcke, zwischen 1200 und 1600 m Höhe ungemein deutlich zu erkennen ist. Auch diese Gebilde hat AMPFERER kurz erwähnt (8, S. 225). Weiter gegen Osten folgen ansehnliche Reste von Lokalgletschern in den drei Tälern, die sich von den Felswänden der Hinteren Karwendelkette zur Riß ziehen. Sie sind von AMPFERER gleichfalls bereits beschrieben worden (8, S. 222). Schwärme von Ufermoränenwällen ziehen sich im Ladizer Walde zum Johannistal herab und umrahmen einen alten bis 1200 m herabreichenden Gletscher, der seine schüttigen Endmoränen über ältere Grundmoränen breitete. Die Ladizalp liegt außerhalb, der Weg vom kleinen Ahornboden zum Spielisjoch läuft innerhalb dieser Ufermoränenlandschaft, die auf der anderen Talseite ein Gegenstück hat. Bis zum Spielisjoch (1776 m) reicht sie unter der Laliderer Spitz (2596 m) herauf. Höher noch muß das Eis am Fuß der Wände gestanden haben. Unter den Laliderer Wänden hängt im Laliderer Tale vom Spielis- und vom Hohljoch ein Wallpaar bis zum Laliderer Niederleger (1500 m) herab; tiefere Moränenwälle erwähnt AMPFERER vom Gumpen-Niederleger (1149 m) und der Auerl-Alpe (1100 m; 8, S. 219). Ich habe das Tal nicht begangen. Unter den Wänden der Grubenkar- (2662 m), Spritzkar- (2609 m) und Eiskarspitz (2624 m) endlich lagerte ein Gletscher längere Zeit und reichte mindestens bis zur Engalpe (1216 m), zu welcher sich auf der linken Seite des engen Grundbaches eine Ufermoräne herabzieht. Der große Ahornboden scheint die zugehörige Schotterfläche gewesen zu sein. Die weiter abwärts folgenden, von AMPFERER (8, S. 215) gleichfalls erwähnten Moränen an der Hagelhütte tragen bereits den Typus der Grundmoränen des Rißtales.

Alle diese alten Gletscher des Vorderen und Hinteren Karwendelgebirges gehören einem Typus an, wie er heute in den Alpen nur selten vorkommt. Sehen wir vom Damm- und Mitterkargletscher ab, so lagern alle am Fuße steiler Felswände, die sie durch Lawinen speisten. Eigentliche Firnfelder hatten sie nicht oder nur im beschränkten Umfange. Alle dehnten sich auf der Schattseite des Gebirges und entwickelten sich unter besonderer orographischer Begünstigung. Es kann daher die Frage entstehen, ob der von ihnen angezeigte Halt im Rückzuge der Vergletscherung nicht bloß Folge orographischer Begünstigung sei. Hiergegen spricht die Tatsache, daß wir bei den meisten dieser Gletscher mit AMPFERER (8, S. 178) zwei besondere Stadien ihrer Entwicklung unterscheiden können: ein größeres, währenddessen sie auf 1100—1300 m Höhe herabreichten, und ein kleineres, als sie in 1500—1600 m Höhe und darüber endeten. Zwischen beiden Stadien schalten sich allerdings noch weitere Moränenwälle ein, aber diese halten sich durchweg an die Nachbarschaft der unteren. Eine deutliche Lücke klafft zwischen der obersten von ihnen und dem oberen Stadium. Das sieht man besonders deutlich am Hufachboden. Längst hat man die Ufermoränen verlassen, welche sich als lange, Block überstreute Wälle an der rechten Seite des Hufachgrabens entlangziehen, bevor man eine modellartige Endmoränenlandschaft beim Thomasalpl erreicht, deren AMPFERER (8, S. 285) be-

reits gedacht hat. Ganze Gruppen von Latschen bewachsenen Wällen umkränzen hier eine alte Gletscherzunge in 1650 m Höhe. Allerdings fehlt dieses Stadium in nächster Nachbarschaft unter den Wänden der Raffelspitz (2324 m) — hier ist es offenbar unter mächtigen Schutthalden begraben —, aber wenig weiter ostwärts setzt es unter der Bärenalpspitz (2304 m) wieder ein; und fast ununterbrochen zieht sich von hier am Hals vorbei ein Endmoränenwall an steilen Felswänden entlang bis zum Fuße der Vogelkarspitz (2524 m), wo er zungenförmig bis 1585 m herabhängt. Unter den mächtigen Schutthalden des Wörner heben sich bei 1650 m zwei Wälle hervor, die sich ufermoränenähnlich gegen die Wörnerlähne herabziehen. Am Nordwestfuß der Wörnerwände selbst liegen auf einer Dolomitrippe Blockreihen, die am Fuße eines bis 1830 m Höhe herabreichenden Schneefleckens angehäuft worden sein dürften. Weiter westlich zeigt am Rande des Mitterkares ein Wallpaar in 1630—1670 m eine schmale Gletscherzunge an. Entsprechendes sehen wir im Schatten der Hinteren Karwendelkette auf der Ostseite des Hochalpsattels. Da begleitet ein Endmoränenwall in 1740 m Höhe den Nordabfall des Kammes, der vom Hochalpenkreuz (2198 m) zu einem nördlichen Vorgipfel der Birkkarspitz (2502 m) ansteigt.

Wenn orographische Begünstigung die alleinige Ursache der mit so großer Regelmäßigkeit wiederkehrenden Gletscherstadiums wäre, dessen Enden wir zwischen Mittenwald und der Eng in 1100—1300 m Höhe begegnen, dann wäre nicht einzusehen, warum eben dieselben Felswände, an die sich Gletscher von solchen Maßen lehnten, auch die alleinige Ursache vom Verbleiben wesentlich kleinerer gewesen wären. Beide Gletscher, die größeren und kleineren, setzen bei gleicher Exposition verschiedene Höhen der Schneegrenzen voraus. Die der größeren muß höher als 1776 m gelegen gewesen sein, denn so weit reichen die Ufermoränen am Spielisjoch. Kleine Gletscherchen reichen heute von der Eiskarlspitz (2624 m) auf 2200 m herab und verraten, daß die gegenwärtige Schneegrenze im Karwendelgebirge bei Nordexposition unter 2500 m liegt. Danach setzen die größeren unter unseren Lokalgletschern eine Depression der Schneegrenze von weniger als 700 m voraus. Wir können sie daher nicht zum Bühlstadium rechnen, das eine Depression von 900 m verlangt, und können sie unbedenklich zum Gschnitzstadium stellen, von dessen Depression der Schneegrenze (600 m) die ihre gewiß nicht weit abweicht. Für die Einordnung der höheren Endmoränen unter den Karwendelwänden in die glaziale Chronologie haben wir nur folgenden festen Anhaltspunkt: Die zugehörigen Ufermoränen liegen am Nordwestfuß des Wörner in mehr denn 1800 m Höhe, und höher muß die zugehörige Schneegrenze angesetzt werden. Nun liegen aber innerhalb unserer höchsten Endmoränen im Wörnerkare und beim Thomasalpl perennierende Schneeflecken in nur 1900—2000 m Höhe, in denen Spalten aufreißen. Eine geringe Herabdrückung der heutigen Schneegrenze würde daher genügen, um die Gletscher der hochgelegenen Endmoränen wieder herzustellen. Wir weisen sie daher dem Daunstadium zu, dessen Endmoränen sich ja allenthalben in den Alpen in der Nachbarschaft der heutigen Gletscher halten.

Zwei der drei Rückzugsstadien, zu deren Feststellung die Untersuchung der Alpen im Eiszeitalter geführt hat, sind also in unserem Gebiete vorhanden. Beide sind jünger als der Zerfall der Vergletscherung; denn im Fermersbachtale liegt der fluvioglaziale Damm der Brandelalpe unterhalb der tiefsten Gschnitzmoräne des Hufachbodens, und im Gassellahnbachtale sitzen die Moränen des Gschnitzstadiums auf den glazialen Stauseetonen auf, sind also gleichfalls jünger. Dieses Ergebnis erfährt eine Bestätigung durch folgendes: Außerhalb des Bereiches der Gletscher des Gschnitzstadiums trifft man im Soierngebiet gewaltige Schuttmassen an Stellen, wo sich heute solche nicht mehr ablageren; so z. B. an der Westflanke des Seinskopfes, nördlich vom Schöttlkar im Laingraben mit seinen Seitenästen, dem Schöttlalp- und Kaltwassergraben, endlich am Lausgraben. Sie werden von den Bächen, die sie aufgeschüttet haben oder längs derer sie aufgeschüttet worden sind, zerschnitten und streichen an ihnen in Mächtigkeit von 20 bis 30 m aus. An der Reißenden Lahn reichen sie bis dicht an die Moränen heran, welche das Seinsbachtal unterhalb der Vereinsalp erfüllen. Hier sieht es aus, als seien sie an den Flanken des Eises abgelagert, das sich im Seinsbache erstreckte, unmittelbar bevor dasselbe den durch die Endmoränen auf der Höhe der Vereinsalp angedeuteten, zum Gschnitzstadium gehörigen Halt machte. Das Bett der Reißenden Lahn nämlich führt nicht direkt zum Seinsbache herab, sondern ist neben demselben verschleppt. Das letzte Stück ihres Laufes führt über Fels, während wenig weiter oberhalb sich am Seinsbache nur Schutt oder Moräne findet. Endlich fügen sich die Schuttmassen, die bei der Vereinsalp von letzterem Rückzugsstadium ausgehen und zum Fermersbach herabziehen, ganz in den Rahmen unserer Schuttbildungen. Wir stellen diese daher ins Gschnitzstadium. Sie treten aber auch mit der von mir als postglazial beschriebenen Terrasse des Isartales in engsten Konnex. Am Felsengraben gegenüber dem Dorfe Krünn sitzt ein Kegel unseres Schuttes der Terrasse auf, und sein Material verzahnt sich mit dem ihrigen. Am Markgraben ersetzt unser Schutt sichtlich Terrassenschotter (22, S. 190). Aus all diesen Gründen bringe ich heute die postglaziale Terrasse des Isartales, entgegen meiner früheren Ansicht (22, S. 197), mit einer Phase des Eiszeitalters in Verbindung und erachte sie für eine Aufschüttung aus der Zeit des Gschnitzstadiums. Wenn dies zutrifft, kann natürlich während desselben unten im Isartale kein Eis mehr gelegen gewesen sein, das benachbarte Täler aufstaute.

Einzelne Rückzugsstadien der Vergletscherung finden sich auch sonst im Gebirge. Die der Soierngruppe hat H. v. WOLF (28, S. 264) kürzlich erwähnt. Ich pflichte ihm bei, wenn er die Endmoränen im Schöttlkar (1530—1550 m), den sehr auffälligen Endmoränenwall bei der Hundsstallhütte (1293 m) im Fischbachtale und die von ihm im Baier-, Mitter- und Krapfenkare entdeckten Moränen samt und sonders dem Gschnitzstadium zuweist, denn die höher gelegenen haben eine niedrigere Kammumrahmung von 1900 bis 2000 m als die tiefstgelegene, die einem aus dem Soiernkare unter der Soiernspitze (2258 m) gekommenen Gletscher entspricht. Ganz unbedeutend ist der flüchtig von C. MÄRZ (9, S. 306) erwähnte Moränenwall zwischen dem oberen (1562 m) und unteren (1552 m) Soiernsee, auf der Schwelle des

Soiernkares; deutlicher ein Endmoränenwall bei der Soiernlacke (1842 m), den wir mit H. v. WOLF dem Daunstadium zuweisen. Letzterem gehört nach H. v. WOLF der Wall im Falkenkare zwischen 1700 und 1800 m Höhe an. Im Seefelder Gebirge sind die Rückzugsstadien spärlich. Eine Endmoräne fehlt auf den Stauseetonen am Gießenbache, ebenso auf der oberhalb gelegenen Felsschwelle. Der auf ihnen auftretende Dolomitschutt erinnert indes an diejenigen, den wir im Soierngebiete dem Gschnitzstadium zuweisen konnten. Er kommt aus dem oberen Gießenbachtale und steht mit der Schutterfüllung des Moderkarl in Verbindung. Auch der oberhalb der Seetone liegende Felsriegel wird nicht von einer Endmoräne gekrönt. Hat ein Gletscher des Gschnitzstadiums im Eppzirler Tale gelegen, so muß er oberhalb jenes Riegels geendet haben, wo sich eine ungeheure, jugendliche Verschüttung breitmacht. Vielleicht deckt sie die Moränen eines Lokalgletschers zu. Sichere Anzeichen eines solchen treffen wir erst oberhalb der Eppzirler Alpe. Da erstreckt sich in 1600 m Höhe eine blocküberstreute Terrassenfläche, an deren Steilabfall sich mehrere gekritzte Geschiebe fanden. Bei einer Umrahmung von 2300 m Höhe kann man an eine Moräne des Gschnitzstadiums denken, dessen Gletscherende in weniger als 1600 m Höhe zu suchen wäre. Deutlich tritt es uns im Puitentale entgegen, dessen Moränenwälle AMPFERER bereits erwähnt hat (10, S. 530). Sie reichen im Schatten der Gehrenspitzen (2382 m) von 1800 m auf 1500 m, vielleicht sogar tiefer herab und deuten auf eine Schneegrenze von rund 2000 m. Das ist dieselbe, die wir früher für das Gschnitzstadium auf der Nordseite der Mieminger Kette errechneten (7, S. 345). Hier reichten dessen Gletscher nur auf 1500 bis 1600 m Höhe herab. Ähnlich verhält es sich mit den Gletschern von AMPFERERS zweitem, ältestem Stadium, das unserem Gschnitzstadium entspricht, im Bereiche der südlichen Karwendelketten (8, S. 179). Durchweg liegen bei gleicher Exposition und bei gleich hoher Übertagung die Enden der kurzen Talgletscher im Norden rund 400 m tiefer als im Süden, was einem Anstiege der zugehörigen Schneegrenze von 200 m entspricht.

Neben den kurzen Talgletschern haben wir im südlichen Teile des Hochalpenzuges der Kalkalpen ganz ebenso wie im nördlichen Spuren kleiner und kleinster Hängegletscher. Kleine Moränenwälle, von AMPFERER bereits erwähnt (10, S. 466), kleben am Ostabfalle der Reitherspitze; der Apparat eines Miniaturgletschers hängt am Westabfalle der Freiing (2325 m) bis 1900 m herab. An der Ostseite der Arnspitze (2196 m) liegt in 1920 m Höhe eine zierliche Endmoräne. Alle diese Gletscherchen deuten auf eine Höhe der Schneegrenze von 2000 m. Sie gehören danach gleichfalls dem Gschnitzstadium ebenso wie das Gletscherchen am Hobelehnskopfe auf der Südseite des Wettersteingebirges, das ich früher erwähnt habe (7, S. 345). Wir haben hier Spuren von Hängegletschern neben solchen von Talgletschern desselben Stadiums, während wir auf der Nordseite des Karwendelgebirges ebenso wie auf der Nordseite des Mieminger Gebirges Reste von Hängegletschern im Nährgebiete von Talgletschern eines älteren Stadiums haben. Ebenso liegt es nach AMPFERER (8, S. 179) im Wurzelgebiete der Täler innerhalb des Karwendelgebirges.

Auf der Nordseite des östlichen Wettersteingebirges treffen wir nicht entfernt so großartige Endmoränen wie die unter den Wänden der Vorderen und Hinteren Karwendelkette. An der Hanimosalpe scheinen solche zu fehlen. Nicht gerade bedeutend ist die Moränenlandschaft zwischen Kämi- und Zirbelkopf, welche die Windfallhütte (1395 m) trägt. Ansehnlichere Moränenwälle begleiten das gleichfalls unter der Wettersteinwand wurzelnde Kämital. Andeutungen von solchen begegnet man bei der Wettersteinalp (1465 m). Ein kleines Endmoränengebiet trägt auch die Hochalm (1706 m) südlich vom Längenfeld unter dem Höllentorköpf (2150 m); es deutet auf eine Schneegrenze von 1900 m. Es scheint, als ob die Wettersteinwände nicht so enorme Schuttmassen geliefert hätten wie die allerdings noch steileren Wände der nördlichen Karwendelkette. Damit steht im Einklang, daß wir im Partnachtale keine ähnlich auffällige End- und Ufermoräne finden wie unterhalb des Dammkares oder im oberen Johannistale. Aber diese haben auch keine Seitenstücke im Karwendeltale. Unterhalb des Hochalpsattels habe ich hier keine Endmoränen gefunden. Was man dafür nehmen könnte, die Trümmer unterhalb der Angeralpe am Larchet rühren, wie AMPFERER richtig hervorhebt (8, S. 223 und 228), von Bergstürzen her. Der obere von beiden hat zeitweilig unweit der Angeralpe einen kleinen See aufgestaut, dessen lehmige Sedimente sich an seine Trümmer lehnen. Sie enthalten eine Menge kleiner Schnecken. Hr. H. GAMS hatte die Freundlichkeit, die von mir gesammelten zu bestimmen. Er fand *Limnea truncatula* Müll., *Hyalinia nitens* Mich. und zahlreiche junge Exemplare einer anderen *Hyalinia*, *Vitrina elongata* Drap., *Patula rudrata* Studer, *Cochlicopa lubrica* Müll., und *Carychium minimum* Müll., lauter Arten, die heute noch im Karwendeltale vorkommen können.