

# Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges

Von **Dr. Georg Mutschlechner**, Innsbruck

<b>Inhalt.</b>	<b>Seite</b>
<b>Einleitung</b> . . . . .	155
<b>A. Regionaler Teil.</b> . . . . .	157
1. Vor dem Eintritt in die Seefelder Senke . . . . .	157
2. Gaistal und Südabfall des Wettersteingebirges . . . . .	159
3. Seefelder Senke . . . . .	161
4. Gruppe der Arnspitzen . . . . .	163
5. Reither Spitze und Seefelder Gruppe . . . . .	163
6. Erlsattel—Groß-Kristen—Gleierschtal . . . . .	168
7. Hinterautal . . . . .	169
8. Karwendeltal . . . . .	170
9. Rechts der Isar von Scharnitz bis Mittenwald . . . . .	171
10. Im Tor von Mittenwald . . . . .	173
11. Östlich der Isar bei Mittenwald . . . . .	174
12. Fercinalm-Sattel—Fernersbachtal . . . . .	175
13. Hinterriß und das tirolische Ribtal . . . . .	177
14. Südseite der Seefelder Gruppe . . . . .	180
15. Südlichste Karwendelkette (Innsbrucker Nordkette) . . . . .	181
16. Lafatscher Joch und Bettelwurfkette . . . . .	185
17. Vomper Loch—Hochnißlgruppe (Hintere Karwendelkette) . . . . .	188
<b>B. Allgemeiner Teil</b> . . . . .	189
1. Zur Obergrenze der erratischen Geschiebe und des Eises überhaupt . . . . .	190
2. Quarz-Glimmer-Sande in großen Höhen . . . . .	192
3. Erratika früherer Vereisungen . . . . .	194
4. Leitgeschiebe und Stromlinien . . . . .	195
5. Das Verhältnis zwischen Ferneis und Eigenvergletscherung . . . . .	198
6. Zur Frage der „abgeirten“ Geschiebe . . . . .	200
<b>C. Zusammenfassung der Ergebnisse</b> . . . . .	203
<b>Karten- und Literaturverzeichnis</b> . . . . .	204

## Einleitung.

Der Verlauf des eiszeitlichen Inngletschers ist in großen Zügen längst bekannt. Eine zusammenfassende Darstellung dieses größten und längsten ostalpinen Eiszeitgletschers hat für das Tiroler Gebiet zuletzt R. v. Klebelsberg 1935 in der „Geologie von Tirol“ (Seite 545 bis 551) gegeben. Die darin mitgeteilten Erkenntnisse reichen in ihren Anfängen schon mehr als 100 Jahre zurück. Sie sind

aber hauptsächlich das Ergebnis einer jahrzehntelangen planmäßigen Durchforschung der Nordtiroler Kalkalpen, die knapp vor der Jahrhundertwende mit der geologischen Kartierung des Karwendels durch O. Ampferer ihren Anfang nahm.

Die Kenntnis der Verbreitung des Inngletschers stützt sich in den Tälern auf den vom Ferneis hinterlassenen Moränenschutt, mit zunehmender Höhe immer mehr und zuletzt ausschließlich auf die erraticen Geschiebe aus den Tiroler Zentralalpen und aus dem Engadin. Mit jedem neuen Fund in noch größerer Höhe muß zwangsläufig auch die Gletscheroberfläche zur Zeit des maximalen Eisstandes entsprechend höher angenommen werden. Dadurch bleibt die Rekonstruktion eines solchen Eisstromes dauernd in Fluß und wird noch lange nicht zum Abschluß gelangen. Um den tatsächlichen Verhältnissen näher zu kommen, bedarf es also einer ständigen Kontrolle und Verbesserung, was auf zweifache Weise erreicht werden kann: entweder durch mühsame und gewissenhafte Kleinarbeit, d. h. wenn es sein muß, stundenlanges Absuchen eines größeren Aufschlusses, oder durch Glücksfunde der oft unscheinbaren und in der Hochregion manchmal winzig kleinen Gesteinsstücke. Auf beiden Wegen wurden seit dem Jahre 1934 anläßlich der geologischen Neuaufnahme des Karwendelgebirges im Rahmen der Alpenvereinskarten 1:25.000 (westliches und mittleres Blatt) und bei vielen Exkursionen die hier vorgelegten Ergebnisse erzielt. Sie bedeuten wohl einen wesentlichen Fortschritt gegenüber dem bisherigen Stande unseres Wissens vom Eis des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges, sie werden aber in manchem bald wieder überholt sein. Es wird aber fleißigen Suchens und besonderen Glückes bedürfen, um die Oberfläche des Gletschers wesentlich höher verfolgen zu können, als es nunmehr der Fall ist, denn auch dem mächtigen Inngletscher waren Grenzen gesetzt. Man wird also nicht mehr mit großen Überraschungen zu rechnen haben.

Otto Ampferer, Albrecht Penck und Hans v. Wolf haben sich eingehend mit den Problemen des Ferneises im Karwendelgebirge beschäftigt, auf ihre Erkenntnisse und Vermutungen wird daher immer wieder Bezug zu nehmen sein.

Die Arbeit sei der Ausweis dafür, daß die Anregungen zum Studium der vom Aufnahmsgeologen meist nebensächlich behandelten Quartärgeologie und gerade zum Suchen der erraticen Geschiebe, die ich bei vielen Exkursionen meines Lehrers Prof. R. v. Kieblersberg seit mehr als zwei Jahrzehnten immer wieder empfangen durfte, auf fruchtbaren Boden gefallen sind.

Der Wissenschaftliche Unterausschuß des D. u. Ö. Alpenvereins hat die prächtigen Karwendelkarten nicht nur für bergsteigerische Belange aufnehmen lassen, er hat auch für die geologische Bearbeitung der Kartenblätter Sorge getragen, wofür hier der Dank des Geologen ausgesprochen werden soll. Die vorliegende Arbeit ist das erste zur Veröffentlichung kommende Ergebnis einer acht Sommer und Herbst umfassenden Geländearbeit, die nur mit diesem zuverlässigen Kartenmaterial und durch die gewährten geldlichen Beihilfen möglich war.

### A. Regionaler Teil.

Außer dem Karwendelgebirge engeren Sinnes wird auch das im Westen anschließende, geologisch noch dazugehörige Gebiet der Seefelder Senke behandelt. Ausgehend von der im Oberinntal festgestellten Mindesthöhe der Gletscheroberfläche wird der nachweisbare Eisstand an der markanten Hohen Munde mitgeteilt. Nach dem Passieren dieses linksseitigen Eckpfeilers konnte durch die breite Lücke der Seefelder Senke ein beträchtlicher Teil des Inngletschers am Westende des Karwendelgebirges vorbei nach Nordosten abfließen. Hier stellte sich aber die Gruppe der Arnspitzen als Hindernis in den Weg. Anschließend engten das Wettersteingebirge und das eigentliche Karwendel den Gletscherlauf ein, der sich erst wieder in der Gegend von Mittenwald freier entfalten konnte.

Folgerichtig wird zuerst dieser Seefelder Ast des Inngletschers verfolgt und beschrieben: zunächst das linke Ufer des Eisstromes am Wettersteingebirge und die Vereisungsspuren in der Seefelder Senke und an den Arnspitzen. Daran schließt die Darstellung der als Eisscheide wirkenden Reitherspitze und der Seefelder Gruppe. Im weiteren wird das rechte Ufer dieses Gletscherastes bis über Mittenwald hinaus und das Eindringen des Ferneises in die Karwendeltäler untersucht. Erst dann wird der dem Inntal folgende Hauptstrang, der eigentliche Inngletscher, von der Reitherspitzen-Gruppe an weiter nach Osten verfolgt.

#### 1. Der Inngletscher vor dem Eintritt in die Seefelder Senke.

Einen wichtigen und verlässlichen Hinweis, wie hoch das Eis im Oberinntal mindestens gereicht hat, gibt der östlich von Imst gegenüber der Mündung des Ötztals mitten im präglazialen Inntal isoliert aufragende Tschirgant (2372 m). O. Ampferer erwähnte 1902 (2. S. 180)<sup>1)</sup> einen erraticen Stein vom Gipfel. Nach A. Penck's (17, S. 267) gleichzeitig erschienener Veröffentlichung machen die zackigen Formen der Spitze wahrscheinlich, daß diese nicht mehr vom Eis überflossen worden ist. Penck setzte deshalb die obere Grenze des Gletschers in 2250 bis 2300 m Höhe an. Daraufhin teilte Ampferer 1903 in der Besprechung<sup>2)</sup> des Werkes Genaueres mit: Es handelte sich um ein Hornblendeschieferstück, das er in Begleitung von W. Hammer schon einige Jahre vorher am Westgrat in ungefähr 2340 m Höhe angetroffen hatte. Somit darf die Gletscheroberfläche unbedenklich bei 2400 m angenommen werden. Auch H. v. Wolf (27, S. 257/258) hielt es für wahrscheinlich, daß das Eis den Gipfel noch bedeckte. Er schloß das aus der Überlegung, daß im Firngebiet Geschiebe nie unmittelbar an der Eisoberfläche erwartet werden dürfen. Penck (18, S. 304) ließ 1925 unter Berufung auf Ampferer's Fund den Tschirgant vom Inngletscher überflutet

<sup>1)</sup> Die Zahlen in Klammern weisen auf die Nummern im Literatur-Verzeichnis und die Seite.

<sup>2)</sup> Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien, Jahrgang 1903, Wien 1903, S. 220. — Auch in der Zeitschrift des D. u. Ost. Alpenvereines, Jahrgang 1902, Seite 222, ist davon kurz die Rede.

sein und vermutete die alte Eisoberfläche bei 2400 m. Noch später im Jahre 1930, hat Penck (21, S. 189) wiederum die alte Meinung vertreten, daß der spitze Gipfel gerade noch über den eiszeitlichen Gletscher aufragte. Auch R. v. Klebelsberg (13, S. 546) nahm hier einen kleinen Nunatak an. In neuester Zeit hat R. v. Klebelsberg (14, S. 169) zentralalpine Geschiebe bis auf 2240 m Höhe verfolgen können und darnach die Gletscheroberfläche auf 2350 m Höhe geschätzt. Ein 1948 selbst gesammeltes Stück lag am Steig, 50 m unterhalb des Gipfels, auf 2320 m. Ampferers Fund setzt aber einen höheren Eisstand voraus und es ist fraglich, ob 2400 m dafür nicht zu wenig sind.

Eine weitere wichtige Höhenmarke im Oberinntal geben zentralalpine Einschlüsse in einer Breccie auf den Judenköpfen (2194 m) oberhalb Mieming (5, S. 505).

Am Ostende der Mieminger Kette bildet der Doppelgipfel der Hohen Munde die letzte Erhebung vor der Teilung und vor dem Eintritt des Inngletschers in die weite Seefelder Senke. A. Penck (17, S. 267) und O. Ampferer (2, S. 180) fanden Erratika in dem westlich des Hauptgipfels eingesenkten Niedermunde-Sattel (2065 m). Bei der 1947 vorgenommenen Begehung wurden erratische Geschiebe an den von Norden und Süden heraufführenden Steigen bis auf das Joch gesichtet. Eine leicht zu findende Ansammlung liegt in der felsigen Steigrinne unmittelbar südlich des Sattels. Über ihn ist jedenfalls Eis in das Gaistal geflossen. Beiderseits reicht die Rundung der Felsen bis auf 2200 m. A. Penck (18, S. 304) führt eine Schriffkehle an, die auf der Südseite der Hohen Munde in 2300 m Höhe entlang zieht. Auffällig ist eine solche in 2100 m Höhe. Wider Erwarten blieb stundenlanges Suchen nach erratischen Stücken östlich des Sattels ohne Erfolg, obwohl gerade der bis 2450 m mäßig ansteigende, stellenweise breite und beraste Rücken eine Ausbeute an ortsfremdem Material zu versprechen schien. Auch Penck hatte hier vergeblich gesucht. Hingegen enthält der Humus dieses Rückens reichlich helle Glimmerschüppchen, die man als Rückstände des Ferneises betrachten könnte. Sogar auf den beiden Gipfeln der Hohen Munde (2661 m und 2594 m) wurden Glimmeransammlungen entdeckt. (Hierüber Seite 192.)

Die Hohe Munde selbst läßt im Blick von Nordosten, Osten und Südosten einen eisgeschliffenen Rundling erkennen. Diese eigenartige Form des Vorgipfels 2594 m hängt aber in erster Linie mit der Schichtenaufwölbung zusammen. Die Hohe Munde bildet nämlich ein enggepreßtes Gewölbe, das allerdings glazial überformt ist. Wegen der beherrschenden Stellung dieses Berges als letztes Hindernis für den Inngletscher vor seinem fächerförmigen Auseinandergehen kommt hier den Funden erratischer Geschiebe besondere Bedeutung zu. Merkwürdigerweise ist darüber nur einmal von Ampferer (5, S. 504) berichtet worden. Die Aufstiegswege von Leutasch und aus dem Katzenloch erschließen das vom Gletscher abgelagerte Material. Im Walde unterhalb der Rauth-Hütte, am Fahrweg unterhalb der Rauth-Wiese und im Bereich des Mooser-Alps, glaubt man sich stellenweise in ein zentralalpines Gebiet versetzt, so reichlich ist hier

im Gebiet des Vorkopfes 1598 zentralalpines Gestein im toten Winkel des Gletschers über das Gelände gestreut. Im Graben südlich vom Mooser-Alpl liegt auf etwa 1650 m Höhe nächst dem Brunnen-trog ein  $1\frac{1}{2}$  m langer Augengneisblock. Bemerkenswert sind auch kleinere Stücke von Buntsandstein. Auf der Aussicht bietenden Kuppe (1740 m) am Oberrande der Alpe liegt noch ein Gneisstück von über 1 m Länge. Hier endet die Grundmoräne und es folgt bergwärts eine anscheinend geschiebearme Zone. Ampferer fand hier erratische Gesteine nur bis über 1800 m. Auf 1880 m Höhe wurde ein lockeres, sandiges, glimmerreiches Sediment festgestellt, hundert Meter oberhalb ein stark verwittertes Erratum bemerkt. Mehrere Stücke (Muskovitgranitgneis, Paragneis und chloritisierter Granatamphibolit, 35 bis 47 mm lang) lagen am Steig auf der Felsstufe knapp unterhalb der obersten Legföhren. Gleich nördlich davon ist der Kartenpunkt 2103. Die durch zentralalpine Erratika belegte Obergrenze des Gletschers ist hier also bei mindestens 2100 m festgelegt. Die 36 km westlich (stromauf) gelegene Fundstelle am Niedermundesattel wird somit um den zwar gering erscheinenden Betrag von 35 m noch übertroffen. Für diese Strecke ergibt sich aber bei Annahme eines Eisstromgefälles von  $10\text{‰}$  ein zusätzlicher Höhenunterschied von 36 Metern. Das entspricht also einer Gesamthöhe von rund 70 Metern über dem Sattel. Daraus erhellt die Bedeutung dieser Findlinge am Ostsporn der Hohen Munde erst vollends. Es handelt sich dabei gewiß nicht um die zu höchst abgesetzten Stücke. Die erwähnten Glimmerfunde auf den 500, bzw. 560 m höheren Gipfeln machen einen beträchtlich höheren Verlauf der Gletscheroberfläche wahrscheinlich.

## 2. Spuren des Ferneises im Gaistal und am Südabfall des Wettersteingebirges.

Wie schon im vorhergehenden ausgeführt, hat der Inngletscher über den Sattel der Niedermunde Eis an das Gaistal abgegeben. Nach den gerundeten Formen zu urteilen, war dieser an sich unbedeutende Ast des Inngletschers immerhin über 1 km breit und oberhalb der tiefsten Stelle des Sattels etwa 150 m hoch. Dadurch konnte dem fast 800 m tiefer gelegenen Gaistal, das natürlich einen eigenen Gletscher barg, eine ganz beträchtliche Menge Eis zufließen. Ob nun die im Gaistal längs des Fahrweges vorläufig bis zum Kothbach, südöstlich der Tillauß-Alpe verfolgten Erratika<sup>3)</sup> auf solche Weise zugeführt worden sind, müßte erst geklärt werden. Diese am weitesten talein gelegene Fundstelle befindet sich genau nördlich des Niedermunde-Sattels. Ampferer (5, S. 528) hält es wegen des großen Höhenunterschiedes für unwahrscheinlich, daß die über den Sattel eingewanderten Geschiebe in die Grundmoränen des Gaistales gelangt sein sollen. Er nahm vielmehr an, daß der Inngletscher von Osten her den Gletscher des Gaistales zurückgedrängt und unterschoben habe. Auch J. Sölich (25, S. 85) läßt die Möglichkeit einer zeitweiligen Unterschiebung und für die weiter talaus

<sup>3)</sup> In dieser Gegend hatte bereits Adolph Schlagintweit im Jahre 1853 Fremdgesteine kartiert (24, S. 523 und Tafel XIX).

gelegenen Findlinge die Herleitung vom Seefelder Ast des Inngletschers gelten. Es bleibt noch zu erkunden, ob nicht doch ein Teil des über den Fernpaß und über das Marienberger Joch vorgedrungenen Eises den 1592 m hohen Paß südlich der Ehrwaller der Höhe überschritten hat und so in das Gaistal gelangen konnte. Anders ausgedrückt, ob zwischen der Mieminger Kette und dem Wetterstein-Massiv ein noch unbekannter Ast des Inngletschers strömte. Nach dem derzeitigen Wissen war das nicht der Fall.

Am Marienberger Joch (1796 m) in den westlichen Mieminger Bergen reichte die Gletscheroberfläche nach den erratischen Befunden mindestens bis 2020 m. Die Felsköpfe sind bis in 2073 m Höhe deutlich überschliffen und in dieser Höhe wurde auch noch Grundmoräne gefunden. Vielleicht läßt sich die Herkunft der Erratika im Gaistal besser deuten, wenn einmal die Geröllanalyse des interglazialen Konglomerates der „Öfen“ am Ausgang des Gaistales vorliegt.

Nördlich des Gaistales wurde nur das Gelände der Wang-Alpe und das hinter den Gehrenspitzen verborgene Puit-Tal begangen. Aus beiden Gebieten hat bereits Ampferer (5, S. 543) zentralalpine Erratika bekannt gemacht. Darnach liegt die Wang-Alpe auf einer Schuttstufe, die zentralalpine Geschiebe enthält. Am Aufstieg vom „Wackerle in der Klamm“ findet man unter anderem Verrucano-Arkosen. In etwas über 1500 m Höhe führt der Almweg an einem Granitgneisblock von 7 m Umfang, mit hübsch ausgewitterter, gerippter Oberfläche, vorbei. Erratika sind bis zum Almzaun recht häufig, innerhalb desselben um so seltener. Wo der Weg dem Bach am nächsten kommt, sind sie an der Wegbiegung (1460 m) wieder zu finden. In 1670 m Höhe befanden sich im Bachbett bis 1 m messende Blöcke von Amphibolit. Weitere Findlinge sind bachaufwärts noch zu erwarten.

Auf dem nördlich der Wang-Alpe gelegenen Karljoch oder Scharnitzjoch (2050 m) fand 1947 Herbert Eder neben der tiefsten Stelle ein 7 cm langes, sehr gut gerundetes Stück eines feinkörnigen Granatamphibolits mit dunkler, glänzender Rinde. Das ist nur 15 m tiefer als der Niedermunde-Sattel, liegt nur 50 m unter den bisher höchsten Funden an der Hohen Munde und entspricht einem Gefälle von 10‰. Diese wichtige Entdeckung am Scharnitzjoch beweist, daß Eis des Inngletschers ganz nahe an den Felsen des Wettersteingebirges entlang in mindestens 2050 m Höhe strömte und dabei einen Teil der Vorberge unter sich begrub. Die Gehrenspitzen ragten demnach nur als schmaler Kamm darüber auf. Der beraste Rücken zwischen der Erinnerungshütte und den Gehrenspitzen trägt mehrfach Moränenschutt. Stücke aus den Zentralalpen wurden aber nicht bemerkt.

Nördlich der Gehrenspitzen konnte das zentralalpine Eis durch das Puit-Tal abfließen. Hier wurden am Steig, nördlich von Kartenpunkt 1769, in 1760 m Höhe, mehrere kleine, gerundete Hornblendegesteine gefunden. Ampferer (5, S. 543 und 6, S. 749) gibt als Obergrenze 1750 m an und bemerkt ausdrücklich „eckige“ Gesteinstrümmen. Weitere Stücke sind nahe ostwärts mit einem jungen

Schuttstrom herunter gekommen. Größere, z. T. kantig-plattige Findlinge gibt es auf der anschließenden Weidefläche in Steinhäufen. In der Mauer am unteren Ende der Puit-Alpe (ca. 1510 m, östlich Kartenpunkt 1539) steckt zwei Meter nordöstlich des Gatters ein Amphibolitblock mit sehenswertem Pseudotachylit (Schmelzmylonit).

Erratika des Inngletschers sind auch vom Ausgang des Berglentalen bekannt, dessen inneren Teilen sie fehlen sollen (5, S. 551).

Am Ostabfall der Wetterspitze reihen gerundete Formen bis 1800 m. Zentralalpine Gesteine haben Ampferer (5, S. 531) und Penck (21, S. 49) erst wieder am Franzosensteig und auf dem Grünkopf (1593 m) getroffen. Mit dem Rundhöcker tragenden Burgberg südwestlich von Mittenwald endet dieser Ostsporn des Wettersteingebirges, der den eiszeitlichen Gletscher gestaut und nach Nordosten abgelenkt hat.

### 3. Die Seefelder Senke.

Am Innknick bei Telfs-Pfaffenhofen, wo die Zentralalpen am weitesten nach Norden vorspringen, öffnet sich wie eine hochgelegene Fortsetzung des Talverlaufes zwischen der Mieminger Kette und der Seefelder Gruppe über der rund 700 Meter hohen Stufe eine weite und tiefgreifende Ausnehmung innerhalb der Kalkalpen. Die 7 km breite Hochfläche zwischen Seefeld und dem Fuß der Hohen Munde ist keineswegs reine Erosionsform, sondern im Gebirgsbau begründet. Sie ist das westliche Teilstück einer nach Osten bis zum Solstein und zur Gleierschkeite reichenden gewaltigen Schichtenniederbiegung, einer Einwalmung im Streichen, die im Norden, Osten und Westen von hoch ansteigenden Aufwölbungen begrenzt wird und nur nach Süden weit geöffnet ist.

Nachdem die vorrückende Eismasse die steile Rampe vom Inntal herauf bezwungen hatte, was durch Gletscherschliffe bezeugt ist, konnte ein ansehnlicher Teil des Inngletschers ohne Richtungswechsel durch diese alte, tief reichende Öffnung, die nach ihrem geologischen Mittelpunkt mit Recht „Seefelder Senke“ benannt wurde, in breiter Front nach Nordosten in das Einzugsgebiet der Isar vordringen.

Weil diese einzigartige Paßlandschaft nur Mittelgebirgsformen zwischen 1100 und 1550 m Seehöhe aufweist, war sie tief unter dem darüber hinwegflutenden Eisstrom begraben. Um so interessanter sind die Wirkungen und das Nachlaßinventar des Gletschers in dieser reich gegliederten Hochfläche aus parallel angeordneten Rücken und Tälern, Rundhöckern und Wannen. An der Stoßseite der Gletscherbewegung erkennt man die abtragende Wirkung des Eises an den Rundbuckeln mit den nach der Freilegung leider sehr vergänglichen Gletscherschliffen. Im Schatten, im Lee der Bewegung gibt sich mehr die ablagernde, aufschüttende Tätigkeit des Gletschers in den Moränenmassen kund. Durch den Gletscherschutt wurde das Relief des Felsuntergrundes größtenteils verhüllt oder doch so ausgeglichen, daß viele Feinheiten verlorengegangen sind, zumindest aber unsichtbar bleiben. Im südlichen Teil der Hochfläche kann man

deutlich vier nach Nordosten verlaufende, abwechselnd sich weitende und wieder verengende, im Längsprofil gestufte Felsfurchen des präglazialen Felsbodens feststellen, die mehr oder weniger dick mit Moränen ausgekleidet sind. Annähernd senkrecht dazu kann man eine ganz mit Moränenschutt verstopfte Furche im Fels erkennen. Vielleicht verlief hier unter dem Straßenzug Seefeld—Oberleutasch ein Gerinne, das die Schmelzwässer ableitete. Denkt man sich in der südlichen Fortsetzung dieses Talverlaufes die Moränendecke abgenommen, so ergeben sich Anzeichen für eine ehemalige teilweise Entwässerung der Seefelder Gegend nach Süden zum Inn. Im übrigen ist die Wasserscheide doch so weit an das Inntal herangerückt, daß die Entwässerung zum Flußgebiet der Isar erfolgen muß. Die im Norden vorgelagerte Gruppe der Arnspitzen bewirkt, daß das auf zweierlei Wegen geschieht. Die Wässer werden teils von der Leutascher Ache aufgenommen, teils fließen sie dem bei Gießenbach versickernden Drahubach zu. Die gleichen Wege haben auch die vordringenden Eismassen eingeschlagen.

Die Felswannen haben im Verein mit den abdichtenden Grundmoränen die Bildung von stehenden Gewässern ermöglicht. Darin sind Moore mit abbauwürdigen Torflagern entstanden, einige Seen sind noch in Verlandung begriffen. Die schon alte Bezeichnung „Auf dem Seefeld“ geht auf diesen Wasserreichtum zurück.

Während auf den nackten Dolomittfelsböden die anspruchslose Föhre und die behaarte Alpenrose vorherrschen, ist der lehmige Moränenboden durch Fichten- und Mischwaldbestände und durch die rostrote Alpenrose gekennzeichnet. Wo der Schuttmantel genügend dick und der Boden nicht zu feucht ist, haben die Wälder den Wiesen und Bergmähdern Platz machen müssen. Charakterbaum ist hier die Birke. Sie verleiht der Seefelder Senke den eigenartigen Reiz einer nordischen Landschaft.

Die tektonisch angelegte, durch Flußarbeit gestaltete und durch das Eis überformte Hochfläche zeigt so recht auffällig die engen Beziehungen zwischen den Vorgängen in der Eiszeit und dem heutigen Landschaftsbilde. Vom Ostsporn der Hohen Munde und von der Reitherspitze aus läßt sich der ganze Formenschatz gut überblicken.

Der Gletscher hat hier, weil er sich ausbreiten konnte, so viele Blöcke und Geschiebe aus seinen kristallinen Herkunfts- und Durchzugsgebieten hinterlassen, daß man dort, wo die fremden Komponenten ausgewittert liegen, mitunter in einer Gegend südlich des Inn zu sein glaubt. Hier an der alten Verkehrsader durch das Seefelder Paßgebiet war es auch, wo durchreisende Geognosten bereits vor mehr als hundert Jahren sich mit den damals noch viel häufigeren Findlingen und Irrblöcken beschäftigten und sich über den Transport Gedanken machten.

Aus der für den weiteren Verlauf des Inngletschers und damit für die Eiszeitgeschichte des Karwendelgebirges und des nördlichen Vorlandes so ungemein wichtigen Seefelder Senke leiten bewaldete Höhen nach Norden in die Gruppe der Arnspitzen über. Die morphologische Grenze bildet die bei Gießenbach mündende Talfurche „Durch den Boden“.

#### 4. Die Gruppe der Arnspitzen.

Durch diese kleine schmale Gebirgsgruppe zwischen dem Wetterstein und dem Karwendel wird die Seefelder Senke gegen Norden hin abgeschlossen. Allseitig von tiefen Einschnitten umgeben, ragen die Arnspitzen im Dreieck zwischen Mittenwald, Scharnitz und Leutasch inselartig bis 2195 m empor. Dank dieser Höhe und jener vermittelnden Stellung zwischen beiden Gebirgen sind sie für die Beurteilung des einstigen Eisstandes von Bedeutung.

Die meist steil abfallenden Hänge sind, soweit es die Neigungsverhältnisse gestatten, weit hinauf mit zentralalpinem Material übersät. Dieses blieb z. T. im Schutze von Felswannen erhalten. Besonders reichlich sind die vorgelagerten Kuppen mit Findlingen bestreut, die manchmal noch im Verbande der Grundmoränen stecken.

Ampferer (5, S. 457) konnte Erratika auf dem südwestlichen Kamm bis zum Kartenpunkt 1945<sup>4)</sup> verfolgen. Pencks (18, S. 304) höchster Fund war hier auf etwas über 2020 m am Westfuß der Arnplattenspitze = Arnsteinspitze = Hintere Arnspitze (2170 m), was ich bestätigen konnte.

Die Umgebung der Mittleren Arnspitze (2091 m) war für die Aufbewahrung von Gletscherschutt weniger geeignet und wurde deshalb nicht abgesucht.

An der Großen Arnspitze (2195 m) hatte Ampferer von Osten her ortsfremde Geschiebe bis auf die Kuppe 1961 (1963) östlich der kleinen Arnspitz-Hütte gefunden. Penck (18, S. 304) sah Findlinge noch zwischen 2020 und 2030 m Höhe. In einer Mitteilung an H. v. Wolf (27, S. 258 und S. 264) gab Penck sogar 2040 m an. Fast ebenso weit reichen auch meine Funde.

Auch der von Nordosten, von der Leutaschkklamm herauf führende Rücken, bezw. Kamm, trägt Steine aus den Zentralalpen. Sie reichen nach meinen Eintragungen weiter, als es Ampferer bekannt war, nämlich bis 1740 m, also bis an den Riedkopf.

Die gerundeten Formen, die Kuppen und Grathöcker, enden durchwegs bei 2120 m. Der maximale Eisstand ist so bei mindestens 2120 m anzusetzen. Es ragten demnach bestenfalls zwei oder drei Spitzen über die Eisoberfläche auf. Die Kammstücke lagen unter Eis. Damit wird diese Aussichtsinsel zu einer wichtigen Höhenmarke in der Bahn des hocheiszeitlichen Inngletscher-Armes.

Bei einer Fahrt von Seefeld nach Scharnitz sind die Formverschiedenheiten ober- und unterhalb der Schliftgrenze besonders gut zu sehen. Wie bereits Ampferer (5, S. 458) bemerkt hat, ist dieser Gegensatz nur selten so deutlich ausgeprägt. Die glaziale Formung ist hier auch durch Erratika bis an die obersten Rundungen bezeugt.

#### 5. Die Reitherspitze und die Seefelder Gruppe.

Nach Feststellung der nachweisbaren Eishöhe an der Hohen Munde, am Wettersteingebirge und an den Arnspitzen ist es nun be-

<sup>4)</sup> der Österr. Originalaufnahme 1:25.000, das ist nahe südwestlich von Punkt 2002 der Alpenvereinskarte.

sonders wissenswert, ob und wie weit die beträchtliche Eisabgabe über den Seefelder Paß sich am Ostrand dieser Gebirgslücke ausgewirkt hat. Die 2373 m hohe Reitherspitze ragte hier als westlichster Vorposten des Karwendelgebirges im Stromgebiet auf. Zufolge der genügenden Höhe und der Lage zum Strom war ihr die Rolle eines Eisteilers zugefallen. Hier an diesem östlichen Eckpfeiler des Einganges zur Seefelder Bucht vollzog sich die wichtigste Gabelung des Inngletschers. Hier trennte sich der Seefelder Ast von dem südostwärts fließenden Hauptstrang des Inngletschers.

Gerundete Vorberge flankieren die Reitherspitze im Nordwesten und Südwesten. Sie sind weit hinauf mit zentralalpinem Material überstreut. Zwei britische Geologen, A. Sedgwick und R. I. Murchison, kannten hier bereits im Jahre 1829 Urgebirgsblöcke in 1600 m Höhe (16, S. 53 und 64). Zu einem ähnlichen Ergebnis kamen anfangs der 1840er Jahre die Schweizer Geologen B. Studer und A. Escher von der Linth<sup>5)</sup>, indem sie solche Findlinge noch ungefähr 450 Meter oberhalb Seefeld im Berghaurevier Hochanger antrafen.

Aimpferer (5, S. 463 und 464) hatte zentralalpines Gestein nirgends, weder an der Reitherspitze noch in der übrigen Seefelder Gruppe, über 1900 m hinauf verfolgen können. Nach Penck (18, S. 304) hat das Eis des Inngletschers zentralalpines Material bis auf 2120 m emporgetragen.<sup>6)</sup> F. Levy's Fundstelle lag „über 2100 m.“)

Wählt man für die Besteigung dieses lohnenden Aussichtsberges den Aufstieg von Reith b. Seefeld, so kann man die Erratika ziemlich mühelos bis über 2000 m sammeln. Sie reichen aber noch wesentlich weiter empor. Mein höchst gelegener Fund war beim sogenannten „Tafel“ der Alpenvereinskarte, das ist die Wegteilung 150 m südwestlich der Nördlinger Hütte auf 2220 m Höhe. Hier steckte ein zwei Zentimeter großer, mäßig gerundeter Quarz (mit etwas Glimmer) im Rasen. Beim Anblick des Berges von Westen sieht man deutlich die glazial geformte Gratschulter etwas oberhalb der Hütte bei 2250 m enden. Darüber folgen dann die rauhen, zackigen Formen des Gipfels. Das morphologische Gegenstück hierzu ist der von Nordwesten herauf ziehende, im letzten Abschnitt horizontal verlaufende Harmelesgrat. Auf ihm lag unweit des Reither Joches auf 2205 m ein grünes Erratikum von etwa 4 cm Durchmesser, das hinsichtlich der Höhe ganz ausgezeichnet zu dem Quarzstück der Südseite paßt.

Durch diese beiden Funde ist die obere Grenze der erratischen Geschiebe an der Reitherspitze neuerlich um 100 Meter höher gerückt und damit der morphologisch angezeigten Obergrenze des Eises (2250 m) ganz nahe gekommen. Hier liegt also der seltene Fall vor, daß diese Grenzen fast zusammentreffen. Die Funde liegen zudem noch über 100 m höher als die 11 km stromauf festgestellten Erratika an der Hohen Munde und nur 150 m niedriger als der 35 km entfernte Tschirgant-Gipfel.

<sup>5)</sup> Neues Jahrbuch für Mineralogie, Jahrg. 1845. Stuttgart 1845, S. 541.

<sup>6)</sup> Erstmals mitgeteilt bei H. v. Wolf (27, S. 168).

Der Inngletscher stand somit an der Reitherspitze nachweislich mindestens 2250 m hoch. Diese Höhenmarke ist besonders wertvoll, weil es sich um die endgültige Teilungsstelle des Gletschers handelt, der bereits eine enorme Eismasse nach Norden abgegeben hatte und infolge der Verbreiterung in der Seefelder Senke eine merkliche Dickenabnahme erlitten haben mußte.

Die bereits genannten und einige weitere Funde von erratischen Geschieben in der Seefelder Gruppe haben zwangsläufig einige Änderungen gegenüber den bisherigen Anschauungen zur Folge. Am pferer (5, S. 464 f.) hatte auf Grund der von ihm festgestellten Verbreitung zentralalpiner Geschiebe angenommen und zu beweisen gesucht, daß der Inntalgletscher in das Kernstück dieser Berggruppe, in das große Eppzirler Kar, nicht eindringen konnte. A. Penck (21, S. 194) ist ihm darin gefolgt und hat betont, daß das Seefelder Gebirge vom Inntaler Eis nicht überschritten worden ist. Die von beiden Forschern nach dem damaligen Stande des Wissens überzeugend vorgebrachten Argumente können nach Kenntnisnahme der neuen Funde nicht mehr aufrechterhalten werden. Im einzelnen verhält es sich folgendermaßen:

1. Bei der nachgewiesenen Mindesthöhe von 2250 m können theoretisch nur ganz wenige Spitzen dieser hufeisenförmigen, nach Norden offenen Gebirgsgruppe über die Eisoberfläche aufgeragt haben. Außer der Reitherspitze kommen nur die Freitungtürme (höchster 2325 m), die Kuhlochspitze (2293 m) und die Erlspitze, mit 2404 m die höchste der ganzen Gruppe, in Betracht. Tatsächlich wird es aber doch so gewesen sein, daß auch der über 2 km lange Kamm nördlich der Erlspitze einschließlich der Maderkarlspitze (2173 m) vom Eis des Inngletschers frei blieb. Hingegen geriet das Innere dieser Hufeisenform in den Einflußbereich des von Westen und vielleicht auch durch die tiefsten Einsenkungen von Süden eingedrungenen Eises. Wenn der Gletscher nördlich der Reitherspitze den über 2200 m hohen Harmelesgrat glatt überfließen und auf ihm sogar ein Erratikum hinterlassen konnte, darf man wohl annehmen, daß der östlich benachbarte Grat gleicher Höhe samt der Seefelder Spitze ebenfalls noch vom Ferneis überwältigt wurde. Unter dieser Voraussetzung stand aber dem Gletscher der Weg in das große Eppzirler Doppelkar offen.

2. Die Formverhältnisse der Seefelder Gruppe sind auf den ersten Blick im Norden und Süden recht verschieden, was einer Klärung bedarf. Die West- und Südseite dieser Gebirgsgruppe hatten unter der Gletscherbewegung entschieden mehr zu leiden als die abgeschlossene Innenseite des Hufeisens. Dazu kommen noch gesteinsmäßige und bauliche Besonderheiten. Der zu einer Mulde verbogene, dünngebankte Hauptdolomit ist hier von zahlreichen bituminösen Einlagerungen durchzogen. Die Bänke sind großenteils steilgestellt bis saiger. Das Gestein ist brüchig, teilweise mylonitisiert. Die zerstörenden Kräfte müssen sich hier ganz anders auswirken als an der vom Eis stark bearbeiteten Südseite. Es ist also ganz natürlich, wenn in diesem schmalkammigen Gebiete zackige, zerrissene Grat-

formen entstanden sind. Trotzdem sind hier noch gerundete Felsformen erhalten geblieben.

**Erratische Geschiebe:** Ampferer (1, S. 326, und 5, S. 463 f., besonders Fig. 6) hatte das letzte Erratikum an der Felschwelle südlich der Mündung des Karltales bei Punkt 1268 der Alpenvereinskarte gesehen. Er schloß daraus und aus der Verteilung der erratischen Geschiebe im südwestlichen Karwendel, daß das Eppzirler Kar schwerlich vom Eis des Inngletschers erreicht werden konnte. Er fand diese Annahme durch den Mangel erratischen Materials im Grunde des Eppzirler Kares bestätigt (S. 464, 466). Ampferer stellte sich vor, daß das Ferneis anfänglich von Norden in das GieBenbachtal hereingestaut worden, später mit dem Anwachsen des Stromes von Westen über das Seefelder Joch (S. 468) eingedrungen sei, das äußere Eppzirler Tal überquert habe und sich über den Sattel von Oberbrunn ostwärts bewegt habe (S. 469). Der lokale Eppzirler Talgletscher wäre dabei vom Innalaise zurückgehalten und zur Seite gedrängt worden, ohne daß dieses jedoch in den Kargrund einzudringen vermochte (S. 470). Auch später hat Ampferer (7, S. 46) die Auffassung vertreten, daß der Innalaise in das Innere der Seefelder Gruppe nicht einzudringen vermochte. Noch im Jahre 1925 hat Ampferer (9, S. 41/42) die Meinung ausgesprochen, daß der innere Talraum „nie von fremdem Eis betreten“ worden sei.

Auch Penck (21, S. 202) gibt als Südgrenze für Erratika die Gegend nördlich des Tümpels (bei ihm Luxfalle genannt) an und schreibt, daß zentralalpines Eis nur über die Ausläufer hinweggefllutet, aber in das eigentliche Tal von Eppzirl nicht eingedrungen ist (S. 198).

Eigene Funde glückten im Herzstück der ganzen Seefelder Gruppe, bei der Eppzirler Alm. Westlich der Hütten wurden am Fuß des Sunntig-Köpfel über einer von Moränenschutt gebildeten Stufe, also noch außerhalb des Schuttfächers, der den Talgrund bildet, auf 1450—1460 m Höhe gleich mehrere Erratika bemerkt. Ein größeres Stück war damals auch als Aufschlagplatte unter der Dachtraufe des Gasthauses in Verwendung. Diese Findlinge, 2 km innerhalb der Wasserlache, beweisen, daß der Inngletscher doch bis in das Innerste der Seefelder Gruppe seinen Einfluß geltend machen konnte, viel stärker und unmittelbarer, als man es bisher haben wollte.

Es erhebt sich nur die Frage, auf welchen Wegen die Erratika in das Eppzirler Kar gelangen konnten. Das kann auf zweierlei Weise erfolgt sein. Am wahrscheinlichsten ist die Einschleppung durch den von Westen quer vorrückenden Gletscher aus der Gegend der Seefelder Spitze über das Wibmer Tal hinweg. Weniger wahrscheinlich, aber nicht ganz ausgeschlossen ist in Anbetracht des Mindesteisstandes von 2250 m an der Reitherspitze, daß die Erratika mit dem Eis über die südliche Kareinfassung gelangt sind. Am ehesten kommt nach den erhaltenen Formen der östlich der Reitherspitze bis auf 2083 m eingesenkte Ursprungssattel in Betracht. Penck (21, S. 197) hat vermerkt, daß hier tatsächlich ein Sattel (keine Scharte!) mit

einer beiderseits scharf absetzenden Paßfläche und Rundbuckelformen gegeben ist. Erratisches Material wurde hier nicht gefunden. Penck rechnete selbst mit der Möglichkeit, daß hier die obere, geschiebefreie Partie des Inngletschers überfloß. Die erratische Obergrenze bei 2220 m unweit der Nördlinger Hütte würde hier einen Übertritt von zentralalpinem Material erwarten lassen. Die übrigen tiefen Kerben im Kaminverlauf (Kuhlochscharte, Eppzirler Scharte) sind dagegen richtige „Scharten“. Auch E. Fels (12, S. 47) hielt es für sicher, daß Inntaler Eis über den Südkamm des Seefelder Gebirges in das obere Eppzirler Tal eindrang.

In diesem Zusammenhang muß auch der schon von Ampferer (1, S. 325, und 5, S. 465) und von Penck (21, S. 200) hervorgehobene Reichtum des Gießebachtals an erratischen Gebilden erwähnt werden. Viele der wohl aus Grundmoränen herausgelösten Findlinge sind im Bachbett zu sehen, so bei der „Alten Sag“ ein grauer, mit Flechten überzogener Muskovitgranitgneis von 10 m Umfang. Zwei Kilometer innerhalb des Schluchteinganges liegt oberhalb des Fahrweges an der Mündung des Hinteren Lehntalgrabens (Kartenpunkt 1168) ein braun angewitterter Zweiglimmer-Augengneis mit 16 m Umfang. Als größtes mir überhaupt bekannt gewordenes Erratikum im Bereich des westlichen Karwendelgebirges verdient dieses bequem zugängliche eiszeitliche Naturdenkmal besonderen Schutz. Ampferer (1, S. 325) sah noch Blöcke bis zu 3 m Höhe und 4–5 m Länge und Breite.

Von der Felschwelle im äußeren Eppzirler Tal hat Ampferer (1905, S. 463, Fig. 6, S. 464, 466) zentralalpines Gestein durch das Kartal auf den Sattel von Oberbrunn (1512 m) und weiter im Graben gegen das Kreuzjochl bis nahe an 1700 m Höhe gefunden.

Nach eigenen Beobachtungen sind vereinzelte Stücke in noch größerer Höhe überliefert geblieben. So konnte der Nachweis erbracht werden, daß Inntaler Eis den östlich des Eppzirler Tales aufsteigenden Kamm überschritten hat. Das wird durch Funde in der Gegend des Lehner Köpfl in 1700 m Höhe und vor allem auf dem Brunstkopf am Beginn des Karlgrates in 1920 m Höhe angezeigt. Beide Fundplätze befinden sich nördlich der Eppzirler Alm, östlich der genannten Wasseransammlung. Die Fundstelle am Brunstkopf liegt 600 m über dem Talgrund.

Die sich aufdrängende Frage, wie weit der Inngletscher hier nach Osten gereicht hat, läßt sich nicht eindeutig beantworten. Der Zäunkopf (1749 m), die Kreidenköpfe (1698 m), die Kreidesenke (1596 m), der Sattel von Oberbrunn (1512 m), aber auch noch das Kreuzjochl (1724 m) sind vom Ferneis überschritten worden, für das vorspringende Maderegg (ca. 1940 m) am Fuß der Maderkarlspitze kann das vorläufig nicht belegt werden. In dem von Schuttströmen durchzogenen Weingertal wurden Erratika im Moränenschutt von 1320 m abwärts wiederholt wahrgenommen.

Je weiter man aber nach Osten erratische Spuren entdeckt, desto größer wird die Wahrscheinlichkeit, daß diese hocheiszeitlichen Überbleibsel von einem anderen Ast des Inngletschers eingeschleppt worden sind, nämlich von Süden über den Erlsattel.

## 6. Erlsattel—Groß-Kristen—Gleierschtal.

Der nach der Gabelung an der Reitherspitze dem Innthal folgende Hauptstrang des Gletschers konnte nach untergeordneten Abgaben über den südlichen Kamm der Seefelder Gruppe erst wieder durch die Gebirgslücke zwischen dieser und dem Solstein eine größere Eismasse in das Innere des Karwendelgebirges abzweigen. Das ist der bis auf 1800 m erniedrigte, zwar nicht breite, aber deutlich glazial überformte Erlsattel.

Penck (16, S. 70 und Tafel I) zog hier im Jahre 1882 die obere Geschiebegrenze bei 1800 m und rechnete infolgedessen noch nicht mit einem Überfließen nach Norden. Nachdem Ampferer und Hammer (1, S. 326) 1899 vom Erlsattel mehrere erratische Geschiebe angegeben hatten, machte Ampferer (2a, S. 276, und 5, S. 464) 1902 bzw. 1905 ein Stück Glimmerschiefer vom Südhang der Erlspitze aus 1900 m Höhe bekannt. In gleicher Höhe und noch etwas oberhalb (1920 m) lagen selbstgefundene Stücke auf der gegenüberliegenden Bergseite am Steig vom Solsteinhaus auf den Solstein. Auch E. Fels (12, S. 47) fand hier bis 1910 m zentralalpines Material. Schon mittels dieser beider Angaben läßt sich der Übertritt eines  $\frac{3}{4}$  km breiten und über 100 m dicken Gletscherarmes rekonstruieren. Das Eis stand demnach an der Erlspitze und am Solstein noch mindestens 1920 m hoch. Aus der Eishöhe an der nur rund 4 km entfernten Reitherspitze schloß Fels (12, S. 47) auf einen Mindeststand von 2200 m am Erlsattel, so daß hier das Eis noch 400 m über den Sattel reichte, der lange und vom lokalen Eis unbehindert überflossen werden konnte.

Zwischen dem Solsteinhaus und der Erlalm ist am unteren Steig ein 0,5 m langer Gneisblock zu sehen.

Erratika sind auf dem nach Nordosten böschenden Teil der Paßfläche bis etwa 1750 m verstreut, wo der Weg den Fels verläßt. Die festgestellte Eishöhe würde nun einen gewissen Bestand von erratischem Material am Ostsporn der Erlspitze, etwa am Jöchl (1904 m) und weiter nördlich im Bereich des Zirmalpl und auf dem Zischgenkopf sowie im Groß-Kristental erwarten lassen. Lediglich ein südlich der Zirler Kristenalm unweit des Marterls „Bei den armen Seelen“ (1400 m) auf dem Schuttstrom liegendes Stück bestätigte zunächst den Verdacht, daß in diesem Tal erratische Geschiebe durch Wasser verfrachtet und umgelagert worden sind. Im Jahre 1948 kam dann noch 200 m südlich der Bachüberquerung auf etwa 1430 m Höhe ein 12 cm messender, eiförmiger Muskovitgneis zum Vorschein, nachdem wenige Minuten vorher ein Exkursionsteilnehmer etwas höher auf dem Schuttstrom unterhalb der „Rast“ bei 1480 m ein Stück aus dem Kristallin bemerkt hatte.

Moränenschutt ist erst wieder am Ausgang des Groß-Kristentales, an der Mündung in das Gleierschtal, vorhanden. Er enthält rechtsseitig, südlich der längst aufgelassenen Amtssäge in 1280 m Höhe zentralalpine Geschiebe. Außerhalb des Forsthauses haben Ampferer und Hammer (1, S. 326, und 5, S. 464) das Vorkommen kristalliner Blöcke in „Seekreide“ (Bänderton) und als Seltenheit

auch in der Grundmoräne unterhalb des Jagdhauses bemerkt. Die Begehungen haben aber gezeigt, daß erratische Stücke auch in den Moränen nördlich und nordwestlich des Jagdhauses, und zwar ziemlich häufig zu finden sind. Sie reichen im sogenannten Schönwald (der Alpenvereinskarte) bis auf 1300 m und sind auch noch beiderseits des Helfertales vorhanden. Weiter talaus sind sie bedeutend seltener.

Es besteht für mich kein Zweifel, daß wenigstens die Geschiebe bei der Amtssäge über den Erlsattel eingewandert sind. Andererseits ist das äußere Gleierschtal bereits im Einflußbereich der aus der Seefelder Senke hereingedrungenen Eismasse, so daß hier in der Gegend des Weingertales der Ring des Ferneises um die Seefelder Gruppe geschlossen war.

Die Zuordnung der Grundmoränen im Gleierschtal zu dem einen oder anderen Gletscherast ließe sich vielleicht durch statistische Methoden bewerkstelligen. Ampferer (8, S. 76) hatte hier Vermischungszonen des Grundmoränenmaterials der lokalen Gletscher und des Ferneises unterscheiden können.

Penck (19, S. 355) sprach von einem „seitlichen Abirren zentralalpiner Materialen in die Seitentäler hinein“ und wollte nicht glauben, daß die bei der Amtssäge lagernden Erratika über den Erlsattel herübergelangen sind, obwohl auch er hier zentralalpine Geschiebe bis über 1900 m hinaus verfolgt hatte. Unter Berufung auf Ampferer ist für ihn das völlige Fehlen der Beweisstücke im Groß-Kristental maßgebend. Hier kann nur eine neuerliche Begehung die Kette der mitgeteilten Beweisstücke schließen. Pencks Behauptung (19, S. 355/356), daß solche abirrende Geschiebe sich „nur tief unten in den Tälern“ befinden und „stets in der Nähe von Stauseebildungen liegen“, trifft für das Gleierschtal nur teilweise zu, denn es liegen nur einige Irrlinge in der Bänderton-Ablagerung, die meisten hingegen stecken doch im Moränenschutt in ganz verschiedenen Höhen.

Von der Amtssäge an verkleidet ein 3-5 km langer Moränenstreifen das Felsgerüst an der rechten Talseite. Er setzt sich mit geringen Unterbrechungen bis an die Isar fort. Östlich der Mündungsklamm des Gleierschtales wurde am Sporn gegen das Hinterautal das höchste Erratikum im Moränenschutt auf 1310 m Höhe gesichtet.

## 7. Das Hinterautal.

Auch in diesem bei Scharnitz mit einer Stufe mündenden, im äußeren Teil relativ engen Tal war wider Erwarten ein tiefes Eindringen des Inn-gletschers zu erkennen.

Ampferer (1, S. 326) mußte noch der Meinung sein, daß das Hinterautal oberhalb der Mündung des Gleierschtales von einem eigenen Gletscher erfüllt war, weil er darin keine Blöcke aus den Zentralalpen antraf. Er gab die letzten erratischen Geschiebe von den Hängen des Kienleitenkopfes an (3, S. 188). Penck (19, S. 350) hat sein Vergletscherungskärtchen darnach gezeichnet.

Findlinge aus den kristallinen Einzugsgebieten des Inn-gletschers lassen sich bei einigem Suchen vereinzelt noch weit talein verfolgen.

Zum Teil stecken sie unmittelbar an der Straße im Moränenschutt, beispielsweise östlich des Neulegergrabens, weiter am Fuß des Karnberges und östlich der Mündung des Kohlergrabens sowie westlich des Breitgrießkarbaches. Oder man entdeckt sie im umgelagerten Moränenschutt, etwa beim Steg (Kartenpunkt 1075, richtiger wohl 1057). Nordwestlich dieser Stelle wurde fremdes Material unter der Kartwaldkluppe auf 1130 m Höhe, 70 m über der Talsohle, gesehen. Beim Jagdhaus Hubertus, das auf einer Moränenstufe 40 m über der Isar steht, lagen Stücke eines Glimmerschiefers mit großen Granaten. Das ist 5 km innerhalb der Gleierschtal-Mündung, 9 km oder  $2\frac{1}{2}$  Gehstunden von Scharnitz lassen sich auf diese Weise im Hinterautal noch Spuren des Inngletschers feststellen.

Aber auch hier ergibt sich — genau wie im Gleierschtal — die Komplikation, daß auch noch auf einem ganz anderen Weg Farneis in ein Seitental des Hinterautales eindringen konnte. Das war über das vom innersten Fund mehr als 8 km entfernte Lafatscher Joch (2085 m) der Fall, an dessen Nordabdachung kleine Amphibolitgeschiebe das Überfließen von Inntaler Eis bezeugen. Näheres Seite 186.

Ein von mir im Bereiche der ehemaligen Knappensiedlung auf dem gerundeten Reys-Kamm gefundenes zentralalpines Geschiebe von etwa 10 cm Durchmesser könnte von einem Bergmann an die Fundstelle gebracht worden sein, dürfte aber doch mit diesem Eisübertritt irgendwie in Verbindung zu bringen sein.

Jedenfalls hat die von E. Fels (12, S. 48) ausgesprochene Vermutung über das Vorkommen von zentralalpinem Material im Hinterautal ihre Bestätigung gefunden.

## 8. Das Karwendeltal.

Aus dem Karwendel engsten Sinnes kommend und bei Scharnitz als Quertal mündend, liegt es geradezu in der Fortsetzung mittlerer Stromteile des aus der Seefelder Senke nordostwärts fließenden und durch die Gruppe der Arnspitzen nach Osten abgelenkten Gletscherarmes. Aus diesem Grunde könnte hier nach den Erfahrungen in den anderen westlichen Karwendeltälern ebenfalls mit einem mehr oder weniger tiefen Eindringen zentralalpines Eises gerechnet werden.

Die Mündungsstufe beiderseits der tief eingeschnittenen Klamm ist mit Grundmoräne bedeckt, die durch die eingeschlossenen kristallinen Bestandteile eine Beteiligung des Inngletschers verrät. Von den Häusern des Ortsteiles Inrain zieht die Moränenverkleidung einerseits zur Pürzlkapelle, wohin der Abkürzungsweg leitet, andererseits zum Brantlegg, das von der Straße umfahren wird. Unter dem Zwischenstück ist eine alte verstopfte Talmündung verborgen. Jenseits der Klamm hat der Gletscher einen für die Rodung von Bergwiesen (Flurname „Die Raut“) geeigneten Boden hinterlassen. Diese Moränendecke umzieht auch den östlich aufragenden Kienleitenkopf und stellt über den durch Gletscherschutt ausgefüllten Kienleiten-sattel (1470 m) die Verbindung mit den Moränen des Hinterautales her. Über den früher rund 50 m tieferen Sattel ist Eis geflossen.

Gegen Norden endet diese geschlossene Moränendecke am Felsgehänge des Stachkopfes.

Nach Ampferer (3, S. 229) reichen zentralalpine Geschiebe nur auf die Höhe des Pürzl empor. Im Karwendeltal selbst konnte sie Ampferer nirgends entdecken. Auch Penck (19, S. 350) hat danach die Grenzen zentralalpiner Geschiebe in seinem Kärtchen eingetragen. Das schuttreiche Tal ist das moränenärmste unter den Tälern des Karwendels. Nur einzelne kleine Aufschlüsse längs des Fahrweges zeigen gekritzte Geschiebe aus lokalem Material. Das von den Steilhängen niedergebrosene Blockwerk hat zusammen mit den kleinstückigen Schuttmassen die glazialen Spuren größtenteils verhüllt. Vor der Mündung des Kirchlbaches deutet der schon von Ampferer (3, S. 229) und von Penck (21, S. 204) erwähnte, nach Südsüdwesten weisende Gletscherschliff an einem Kalkfelsen neben dem Fahrweg auf eine talaus gerichtete Gletscherbewegung.

Um so überraschender kamen Funde von erratischem Material unmittelbar bei der Larchetalm nahe der Ostecke des Jägerhauses. Das ist bereits 6 km innerhalb der Talmündung. Form und Größe dieser Stücke ließen den eventuellen Verwendungszweck nicht erkennen. Der Vollständigkeit halber mußte dieser Fund verbucht werden, um nicht später einmal den Vorwurf der Ungenauigkeit einstecken zu müssen.

Durch die eigenartig geformte, breite Lücke des Bäralpls (1820 m) in der Vorderen oder Nördlichen Kette konnte zweifellos Eis aus dem Karwendeltal in das bayerische Karwendel abfließen, was übrigens schon A. Rothpletz im Jahre 1888 (23, S. 432) vermutete. Ampferer (3, S. 227) hatte hier nordöstlich von Punkt 1834 (Alpenvereinskarte) einen „nach Norden abfallenden“ Gletscherschliff freigelegt. Es ist aber nicht anzunehmen, daß es Eis des Innletschers war, das hier aus dem Hochkarwendel in das Vorkarwendel abströmte. E. Fels (12, S. 49) schätzte hier die Mächtigkeit des abgehenden Eisstromes auf 300 m und Penck (19, S. 349/350) stellte sich nordseitig einen 300 m hohen Eisfall vor.

Größere Moränenmassen finden sich erst wieder am Talschluß, wo sie bei der Brücke über den Hochalmbach einsetzen und südlich der Bachschlucht bis über die Hochalm hinauf sich erstrecken und mit Unterbrechungen über den breiten, glazial ausgearbeiteten Hochalmsattel nach Osten reichen.

Wie Ampferer (3, S. 180) ganz richtig vermutete, ist dieser Sattel vom Eis überschritten worden, und zwar nach Osten, was man allerdings nicht direkt erkennen kann. Östlich der Paßhöhe (1791 m) ist typische Grundmoräne aufgeschlossen. Oftmalige Bemühungen, hier zentralalpines Material zu finden, waren erfolglos.

Aus diesem höchsten Teil des Karwendelgebirges hat somit Eis nach mehreren Richtungen abfließen können.

#### 9. Rechts der Isar von Scharnitz bis Mittenwald. (Der Westabfall der Vorderen Karwendelkette.)

Der ehemals befestigte Isardurchbruch des Karwendelgebirges bei Scharnitz heißt recht treffend *Porta Claudia*. Die westliche Be-

grenzung dieses an der Schuttsohle nur 400 Meter breiten Tores bildet zunächst das zur Arnspitzgruppe gehörende Arntalköpfli, im weiteren Sinne diese Berggruppe selbst. Gegenüber bricht das Westende der — geologisch betrachtet — hier zusammengeschweißten Vorderen und Hinteren Karwendelkette steil ab.

Der zum Brunnsteinspitz emporstrebende Kamm stand den andrängenden Eismassen im Wege. Ähnlich wie heute die Karwendelbäche, mußten sich damals auch die Lokalgletscher und die zu weit nach Osten in die Mündung der Karwendeltäler geratenen Eismassen des Innigletschers um diesen Pfeiler herum einen Abflußweg suchen. Gerundete Formen lassen sich an diesem Felssporn noch oberhalb des Brunnsteinkopfes (1904 m) allenthalben wahrnehmen. Sie setzen sich nach E. Fels (11, S. 3 und S. 13) bis 2109 m fort. Brunnsteinspitz (2179 m) und Rotwandlspitz (2193 m) dürften demnach gerade noch herausgeragt haben. Das stimmt mit dem Befund an der gleich hohen Großen Arnspitze gut überein.

Grundmoränen wurden an diesen überaus steilen Hängen an der Stoßseite der Eisbewegung kaum abgesetzt oder haben längst den Halt verloren. Das enge Tal ist durch den Eisstrom gleichsam ausgefegt worden. Dementsprechend ist auch der überlieferte Bestand an erraticem Material im Gegensatz zu den vielen Spuren an den Arnspitzen äußerst dürftig und bisher größtenteils unbekannt geblieben. Immerhin kann man zentralalpine Geschiebe am Brunnsteinspitz oberhalb Scharnitz bis auf die Höhe der Aussichtswarte (Fischler-Pavillon, 1140 m) sammeln. Das ist zwar nur 180 m über der heutigen Talsohle. Es ist aber wichtig im Hinblick auf Pencks Behauptung (18, S. 305, und 21, S. 103), daß der Abfall des Brunnsteinspitz ganz frei von zentralalpinem Material sei. Er schloß daraus, daß es Karwendeleis war, das sich um den Berg herum bog, ohne den Gipfel zu erreichen. Auch Ampferer (3, S. 240) war es nicht gelungen, „in größerer Höhe“ zentralalpine Geschiebe zu entdecken.

Die Steilheit des Geländes bleibt auch weiterhin auf dieser Durchbruchsstrecke für die Ablagerung und die Erhaltung von Moränen ungünstig. Solche gibt es nur an ganz wenigen Stellen in kartierbarer Ausdehnung, z. B. oberhalb der Brunnstein-Hütte von 1580 bis 1640 m Höhe. Auf 1600 m war mir hier noch der Fund zweier Erratika beschieden. Es war das einzige Vorkommen, das dem reichen erraticen Inventar der Arnspitzen entgegengehalten werden kann. Pencks Bemerkung (21, S. 102 oben), daß in diesem Gebiet nichts gefunden wird, ist somit überholt. In diesem Zusammenhang ist bemerkenswert, daß Penck (21, S. 102) in der südöstlich davon bis auf 2080 m eingesenkten Kammverflachung des Brunnsteinsanger (Roßanger) eine Abflußrinne des Karwendeltal-Gletschers vermutete. Der genannte Eigenfund beweist aber noch nicht, daß hier Ferneis übergeflossen ist.

Weitere nennenswerte Ansammlungen von Moränenschutt stellen sich näher gegen Mittenwald ein, und zwar am Steig im südlichen Teil des Leiterwaldes unterhalb des Leitersteiges. Aus dieser Gegend erwähnte schon Penck (18, S. 305) erratische Ge-

schiebe auf der Terrasse (1050 m) des Leiterwaldes. Hier wurde nun kristallines Material auch noch etwas höher, auf der „Hofhöhe“ bei 1100 m, getroffen. Das ist 170 m über der Schuttsohle des Isartales und nur mehr 100 Meter tiefer als der Leitersteig. Von diesem aber behauptete Penck (21, S. 65) wegen des Fehlens beweiskräftiger Geschiebe, daß er am Boden von Karwendeleis entlang führt, das die Ostseite des Tores durchmaß. Je mehr Erratika hier im Laufe der Zeit zum Vorschein kommen, desto unwahrscheinlicher wird diese wohl theoretisch aber praktisch nicht zutreffende Ansicht.

Der Westabfall dieser Vorderen Karwendelkette ist stellenweise sehr deutlich glazial geformt. Auffällig springt im Bilde dieser Landschaft der rundbuckelähnliche Lindlainskopf (Lindlähnerkopf, 1795 m) vor, zu dem eine Steigaulage emporführt.

Auf dem Felsporn unterhalb der Mittenwalder Hütte war zur Zeit der Begehung auf rund 1300 m Höhe ein nach Nordnordosten weisender Gletscherschliff sichtbar.

Fast 300 m unterhalb wurden westlich der „Erzgrube“ am Beginn des Serpentinsteiges zwei zentralalpine Geschiebe bei 1030 m bemerkt. Auch noch im oberen Teil dieses Weges lag auf etwa 1215 m Höhe ganz nahe der Felswand ein Erratikum. A. Rothpletz (23, S. 431) erwähnte bereits Granit und Gneis aus der Gegend der Erzgrube in Höhen von 1050 m.

Nun ist aber die Weitung von Mittenwald erreicht, in der sich der Inngletscher neu entfalten konnte.

#### 10. Der Inngletscher im Tor von Mittenwald.

Die zwischen Wetterstein und Karwendel vermittelnde Gruppe der Arnspitzen hinderte den Gletscherstrom am ungestörten Abfließen aus der Seefelder Senke. Sie wirkte als Wehr, an dem sich die Gletschermasse staute, und gleichzeitig als Eisscheide, die zu einer Teilung des in breiter Front vorrückenden Gletschers führte. Linke Teile flossen nordwestlich durch das Leutaschtal ab und erzeugten Gletscherschliffe bei der Leutascher Schanze. Der Hauptstrom bewegte sich von Seefeld durch das Drahnbachtal und über das nördliche Vorland der Seefelder Gruppe auf das eigentliche Karwendel zu. Vermehrt um das Eis der Lokalgletscher, zwängte er sich bei Scharnitz durch die Porta Claudia und hinterließ am Nordausläufer der Arnspitzen unweit südlich der Leutascher Klamm prächtige, von Albrecht Penck im Jahre 1930 entdeckte Gletscherschliffe<sup>1)</sup>. Hier, südlich von Mittenwald, fanden beide Eisstränge — der Leutascher Arm und der Gletscher des Isartales — wieder zusammen, um vereint weiter nach Norden vorzudringen.

Der Wettersteinkamm und das Westende der Vorderen Karwendelkette bildeten die äußere Begrenzung, den Rahmen, der nach dem Umfließen der Arnspitzen wieder vereinigten Gletscherströme. Die Durchtrittsstelle durch die Kalkhochalpen wurde das „Tor von Mittenwald“ genannt. An der gegenwärtigen Sohle des Isartales nur  $\frac{3}{4}$  km Breite erreichend, weitet es sich über den Rundbuckeln des

<sup>1)</sup> A. Penck, Der Gletscherschliff bei Mittenwald. Mittenwald 1930.

Burgberges und Grünkopfes hauptsächlich nach Westen. Tausend Meter über der Isar, in 1900 m Höhe — so hoch nahm Penck (18, S. 305) den Eisstand im Mittenwalder Tor an — hat diese Gebirgslücke fast 5.5 km Breite erlangt. Das ist aber immerhin erst halb so viel wie die Weite der Seefelder Senke in der Höhe der über ihr festgestellten Gletscheroberfläche.

Penck (18, S. 305) hat für das Tor von Mittenwald ein Eisgefälle von 50‰ errechnet und schreibt von einem „Sturz des Eises in der Enge“.

Nach der Befreiung aus der Umklammerung der Kalkhochalpen konnte sich die durch das Tor gepreßte und nun herausquellende Eismasse fächerförmig nach Westen über das viel niedrigere Werdenfelser Land zur Loisach und nach Norden längs der Isar ausbreiten. Damit war aber eine beträchtliche Dickenabnahme verbunden. Immerhin war der rundliche und mit erratischen Geschieben zentralalpiner Herkunft überstreute Hohe Kranzberg (1391 m) nordwestlich Mittenwald ganz vom Eise bedeckt. Die weitere Verfolgung des Inngletschers nach diesen Richtungen war aber nicht mehr Gegenstand der Untersuchung. Näheres hierüber bei Penck (18, S. 349 ff.).

#### 11. Der Inngletscher östlich der Isar bei Mittenwald.

Östlich der Isar bricht die nördlichste Kette des Karwendelgebirges steil ab. Die Gebirgskonturen schwingen sich aber zwischen Isar und Rißtal in der mit 2258 m gipfelnden Soiern-Gruppe noch einmal auf zu dem sogenannten Karwendelvorgebirge oder kurz Vorkarwendel. An dieser östlichen Umrahmung kann dank der genügenden Höhe und des Reliefs das Verhalten des Inngletschers nach seinem Austritt aus dem Tor von Mittenwald in mancher Hinsicht besser studiert und verfolgt werden als im Westen, am Fuß des Wettersteingebirges.

Die rechte Flanke des zentralalpinen Eisstromes schob sich am Gehänge östlich und nordöstlich von Mittenwald entlang und hat hier mancherlei Spuren hinterlassen, deren Kenntnis bei der geologischen Neuaufnahme der Alpenvereinskarte eine ganz erhebliche Vermehrung erfahren hat, insbesondere was die Fundhöhe anbelangt. Die geringere Steilheit des Geländes und mehrere tote Winkel haben hier die Ablagerung von Grundmoränen begünstigt.

Ampferer (3, S. 240) entdeckte wohl als Erster östlich Mittenwald in der Nähe des Ochsenbodens am Abhang gegen die Untere Kälber-Alpe mehrere zentralalpine Geschiebe in einer Höhe von 1200—1300 m. Penck (18, S. 307) identifizierte diese Fundortangabe mit der Ufermoräne des alten Dammkargletschers, wo tatsächlich südwestlich der Unteren Kälberalpe, beispielsweise in 1240 und 1250 m Höhe, also noch etwas oberhalb der Eintragungen in der geologischen Karte von F. Trusheim (26), fremde Geschiebe vorkommen. Es ist nun sehr bemerkenswert, daß gerade auf einer viel höher gelegenen Moräne dieses Dammkargletschers ebenfalls zentralalpine Findlinge liegen, und zwar dort, wo zwischen Predigtstuhl und Kreuzwand das nach Nordwesten

geöffnete Kar sich verengt. Hier stand früher auf dem linken Teil des Moränenwalles die Diensthütte der Alpinen Rettungsstelle. 80 Schritte westlich davon wurden in gleicher Höhe (1640 m) neben einem aufragenden Kalkblock drei vollkommen gerundete Stücke von Amphibolit, Gneis und Granitgneis bemerkt. Das größte hatte einen Längsdurchmesser von 33 cm. Die Steine waren immerhin so schwer, daß mutwilliges Einschleppen nahezu ausgeschlossen erscheint. Viel wahrscheinlicher und mit den bekannt gemachten und noch zu erwähnenden Funden gut vereinbar ist die Annahme, daß diese Erratika durch Ferneis um die Abbrüche der Westlichen Karwendelspitz-Gruppe herum von Nordwesten her in das Vordere Damkar gelangt sind.

Penck (18, S. 307) machte aufmerksam, daß das 25 km breite Gebiet zwischen der Unteren Kälber-Alpe und dem Seinsbach keine fremden Geschiebe geliefert hat. Ganz uneingeschränkt trifft das nicht zu, wie ein erratischer Fund am sogenannten Jägersteig südlich des Seinsbaches knapp westlich vom Moasterbrunngraben in 1240 m Höhe beweist. Penck (18, S. 307) hat erst wieder an der Mündung des Lausgrabens in das Seinsbachtal ein einziges Stück bei 1100 m gefunden. Nördlich des Seinsbaches sind diese Gebilde — wenigstens in Höhen bis 1100 m — häufiger. Nach Trusheim (26, S. 54 und Karte) steigt weiter gegen Norden ihre Verbreitungsgrenze an und geht am Nordwestabfall des Seinskopfes bis auf 1300 m. Der 1956 m hohe Seinskopf ragte über die Gletscheroberfläche auf, der Lausberg (1855 m) zeigt weit hinauf Rundung. Penck nahm hier die Eisoberfläche bei wenig über 1700 m an.

Beiderseits der Seinsbachklamm führt der Moränenschutt erratisches Material: südlich am Jägersteig oberhalb der Aschauer Alm bei 1080 m, nördlich der Schlucht am Abkürzungssteig zum Stichbödele auf gleicher Höhe. Folgt man nun von hier an dem Fahrweg, so kann man bis zur Ochsenalp mehrmals erratische Stücke treffen. Gegenüber der Ochsenalp schneidet der Weg östlich des Lausgrabens eine größere Moränenablagerung in 1170 m Höhe. Hier wurden von Penck (21, S. 128) die „obersten Geschiebe kristalliner Gesteine gefunden, die durch Inntaler Eis bis in dieses Tal gefrachet wurden.“

Penck (19, S. 355) hielt alle diese Einzelfunde bei der Kälberalpe und im Seinsbachtal für seitlich (in die Seitentäler) abgeirrtes zentralalpines Material. Trusheim hat sich dieser Auffassung ganz angeschlossen (26, S. 54). Dagegen sprechen aber nach den letzten Befunden die Verhältnisse weiter östlich, im Gebiete der Ferein-(Vereins)-Alm.<sup>8)</sup>

## 12. Ferein-(Vereins)alm-Sattel — Fermersbachtal.

Aus dem Seinsbachtal führt ein auf 1430 m erniedrigter Übergang in das Einzugsgebiet des Ribbaches. Das Verhalten des hocheiszeitlichen Inngletschers an dieser tiefsten Einsenkung zwischen der

<sup>8)</sup> Die Schreibweise Ferein der Alpenvereinskarte ist richtiger als das verballhornte Vereins (K. Finsterwalder, Mitteilungen des D. und Ost. Alpenvereins 1934, S. 31).

Vorderen Karwendelkette und der Soiern-Gruppe bildete eine bis jetzt unentschiedene Streitfrage.

Im Jahre 1882 ließ Penck (16, S. 67) es noch offen, ob ein Arm des Inngletschers sich über die Ferein-Alm nach dem Rißtal erstreckte. Es waren aber seither weiter im Osten an verschiedenen Stellen des Rißgebietes zentralalpine Geschiebe bekannt geworden und auch von H. v. Wolf in dem zum Sattel der Ferein-Alm führenden Fermersbachtal bis unterhalb der Brandel-Alm gefunden worden. H. v. Wolf (28, S. 259) schloß daraus, daß diese erratischen Stücke durch Ferneis über den Sattel der Ferein-Alm gekommen seien, wiewohl er hier kein Beweismaterial finden konnte.

A. Penck (18, S. 308) konnte dem entgegenhalten, daß zwischen dem Lausgraben bei der Ochsenalm (nördlich des Seinsbaches) und dem Fermersbachtal unterhalb der Brandel-Alm, mithin über eine Strecke von 8,5 km, jegliches zentralalpine Geschiebe fehle. Penck rechnete zwar eine Eishöhe von 1800 m für diese Gegend aus — im Osten mehr, im Westen weniger — und glaubte, daß dadurch ein Überfließen des Eises nach Osten verhindert worden sei. Die im Fermersbachtal und im Rißtal vorhandenen Erratika könnten aber nach Penck (S. 309) „beim Zerfall der Vergletscherung von unten her in das Tal gebracht worden sein“, also von einem bei Vorderriß abzweigenden Ast des Inn- oder eigentlich schon richtiger Isargletschers. Penck (19, S. 355) mußte alle diese Geschiebe notgedrungen für „abgeirrt“ erklären.

E. Fels (12, S. 50) hat dagegen Bedenken geäußert und wollte dem Haupttalgletscher keine so großen Leistungen zumuten. Er trat deshalb für eine genaue Nachprüfung ein. Penck selbst hielt auch noch später (21, S. 133) an seiner Auffassung fest. Die 1930 veröffentlichte, wohlthuend belebende Kartierungsarbeit von F. Trusheim (26, S. 54 und Karte) brachte gerade in diesem Punkte leider keinerlei Klärung. Trusheim schloß sich in Ermangelung neuer Funde in allem der Auffassung Pencks an.

In Kenntnis dieses Sachverhaltes war ich erstaunt, im Juni 1936 gleich beim ersten Betreten des Ferein-Alm-Sattels, das längst fällige erratische Material finden zu können. Ein kleines Amphibolitgeschiebe lag nahe östlich des Wegkreuzes, das den höchsten Punkt des Fahrweges anzeigt. Weitere Stücke waren näher gegen die Almhütte, ferner bei der Zollstelle und neben der ehemaligen Krimmer-Kofler-Hütte (Alpenvereins-hütte) zu finden. Östlich der Sattelhöhe stehen nördlich des Weges niedere, behauene Grenzsteine aus Granit, die zweifellos zugeführt worden sind, wenn auch vielleicht nicht sehr weit.

Noch  $1\frac{3}{4}$  km weiter östlich traf ich gegenüber der Mündung des Hufachgrabens neben der Brücke über den Fermersbach in 1150 m Höhe einen 25 cm langen Biotitgneis. Der nächste Findling war von Trusheim (26, S. 54) erst 3 km talaus, reichlich 1 km unterhalb der Brandel-Alm angegeben worden. Hier hatten schon früher H. v. Wolf (28, S. 259) und Penck (18, S. 308) ein-

zelne Stücke entdeckt. Gegen das Rißtal hinaus werden diese exotischen Gesteine häufiger.

Der Sattel der Ferein-Alm ist also ganz normal von einem Arm des Inngletschers überschritten worden, dessen kristalline Hinterlassenschaft den eingeschlagenen Weg markiert. Daß auf der 2,5 km langen Strecke von dem vorläufig letzten Fund, östlich des Lausgrabens, bis zum Scheitelpunkt noch nichts gefunden wurde, hängt mit der starken und zum Teil recht jugendlichen Verschüttung dieses Abschnittes zusammen.

Durch diese Funde ist eine interessante und wichtige Streitfrage zugunsten desjenigen entschieden, der rein gefühlsmäßig den von Penck (18, S. 324) für „unrweisbar“ und „ausgeschlossen“ (S. 360) gehaltenen und bislang unbewiesenen Übertritt von Ferneis aus der Weitung bei Mittenwald auf kürzestem Wege nach dem Rißtal angenommen hatte. Mit Freuden bestätige ich dem 1925 in jungen Jahren verstorbenen, zifrigen Hans v. Wolf nachträglich diese vom damals führenden Quartärgeologen bestrittene Vermutung. Mit dieser einfachen Lösung entfallen zwei Annahmen Pencks: 1. Die Behinderung des Inntaler Eises durch die östlich der Ferein-Alm befindlichen und aus der Lücke des Bäralpl dauernd verstärkten Eismassen, die infolgedessen hier im Osten höher reichen sollten (18, S. 308). 2. Das Einwandern zentralalpiner Geschiebe von Norden aus dem Isartal bei Vorderriß in das Rißgebiet (19, S. 355). Näheres zur Frage der „abgeirrten“ Geschiebe im Allgemeinen Teil (Seite 200).

### 13. Hinterriß und das tirolische Rißtal.

In diesem abgelegenen, durch das Karwendel und durch die Risser Berge nach allen Seiten abgeschlossenen Gebiete würde man am allerwenigsten Spuren des Inngletschers erwarten.

Ein durchschnittlich 1800 m hoher Kamm bildet im Westen die Wasserscheide des Rißbaches gegen den Fermersbach. Er trägt bereits nahe der Ablösungsstelle vom Hochkarwendel, vom Fuß der Steinkarspitze an, trotz der brüchigen Gesteinsart (Hauptdolomit) eisgerundete Formen zur Schau. Im Norden endet er mit dem 1854 m hohen Vorderskopf, dessen oberster Teil aus der hier von H. v. Wolf (28, S. 267) bei 1800 m angenommenen Eisoberfläche aufragte, die aber Penck (18, S. 310) tiefer, bei 1700 m, ansetzte. Südlich dieser eigenartig gekappten Erhebung ist fast 600 m tiefer die Vordersbacher Au (1277 m) eingemuldet. H. v. Wolf (28, S. 259) konnte kristalline Gesteine aus dem Fermersbachtal über diesen Sattel in das Rißtal verfolgen.

Die Verbreitung zentralalpiner Materials im bayerischen Teil des Rißtales, das im Einflußbereich des nahen Isargletschers lag, war schon lange bekannt. F. Levy fand, wie H. v. Wolf (27, S. 279, und 28, S. 259) mitteilte, sogar noch auf der Stufenhöhe des Tortales südlich von Hinterriß mehrere Amphibolite und v. Wolf konnte sich bald selbst überzeugen, daß zentralalpine Gesteine auch im Leckbachgraben, zwei Kilometer nördlich von Hinterriß, vorkommen. Diese Funde und die erratischen Stücke in der Vordersbachau bis hinüber zur Brandel-Alm zwangen ihn zur Annahme einer

Einwanderung über die Senke der Fercin-Alm, wiewohl der entscheidende Beweis nicht zu erbringen war. Im oberen Rißtal spähte v. Wolf vergebens nach erratischen Geschieben.

Eigene Funde aus den Jahren 1938 und 1939 setzen nun die Reihe der doch ziemlich seltenen Fremdgesteine in das oberste Rißtal fort. Westlich Hinterriß wurde ein kleiner, eckiger, feldspatreicher Amphibolit in der rechtsseitigen Moräne am Ausgang des Rontales oberhalb des Weges auf 1060 m, 140 m über der Talsohle getroffen. Östlich Hinterriß lag ein erratisches Stück oberhalb des Jagdschlusses südlich vom Mitterschlaggraben auf 1140 m.

Südlich Hinterriß, wo F. Levy Amphibolite auf der Stufenhöhe des Rontales gesammelt hatte, lagen meine Funde etwas unterhalb der Stelle, wo der Abkürzungssteig den weit ausholenden Fahrweg erreicht (980 m). Nicht weit davon dürften die ersten Stücke gefunden worden sein. Erstaunlich ist, daß man das fremde Material auch noch in das innere Tortal hinein verfolgen kann. Fundstellen waren hier, wo das felsige Bachbett endet und etwa 170 m südlich davon auf Bachschottern. Das am weitesten talein gesehene Stück lag in der „Karau“ an der Talbiegung bei 1180 m. Nach seiner jungen Schuttunterlage zu schließen, mußte es früher höher gelegen sein. Auf welchem Wege sich das Stück in diese entlegene Gegend verirrt hat, bleibt einstweilen ungeklärt. Aus dem oberen Rontal führt ein bis auf 1815 m eingeschnittener und unzutreffend als Torscharte bezeichnetes Sattel in das Tortal herüber.

In den Flußschottern der „Neuner-Reisen“ südlich des Rißbaches gegenüber dem Gasthaus „Alpenhof“ steckte ein Glimmerschiefer und ein zweites Stück lag am Oberrand dieser Schotterablagerung auf dem Steig vor der Einbiegung in das Johannestal bei ca. 1070 m, 120 m über der Schuttsohle.

Der östlichste Fund im Rißtal glückte wieder im Moränenschutt, und zwar am Labboden (1100 m) nördlich des Rißbaches, 13 km östlich der Garberlalpe, 5,5 km innerhalb der Kirche von Hinterriß. Es war ein feinkörniger Gneis.

Trotz der Abgeschlossenheit des oberen Rißgebietes bestehen für die hier angetroffenen exotischen Geschiebe, die vermutlich nicht die einzigen sein werden — wenigstens theoretisch — mehrere Bezugsmöglichkeiten. Naheliegend und für einige Funde zweifellos zutreffend, ist jene bereits mehrmals genannte Ableitung aus dem Westen über den Sattel der Fercin-Alm herüber. Noch nicht erwiesen ist der Zufluß von zentralalpinem Eis aus dem Karwendeltal über den Hochalmsattel (1791 m) in das Johannestal.

Im Osten könnte zentralalpines Eis aus dem Achenseegebiet durch den nicht mehr untersuchten Plumssattel (1649 m) eingedrungen sein, über den nach der herrschenden Meinung nur Karwendeleis aus dem Rißtal nach Osten abgeströmt sein soll (3, S. 180; 27, S. 244 und S. 265). Die erwähnte Fundstelle am Labboden ist vom Plumssattel 6 km entfernt.

Weiter südlich käme der Sonnsattel (1834 m) südwestlich des Sonnjoches in Betracht und schließlich das noch höhere Nördliche (= Westliche) Lamsenjoch (1933 m). An keinem dieser östlichen Ein-

gänge in das Karwendel hatte sich bisher ein Anhaltspunkt für eine Überschreitung durch den Inngletscher ergeben. H. v. Wolf (27, S. 279) meinte allerdings gerade von der höchsten und südlichsten der drei in Rede stehenden Einkerbungen, es wäre nicht ganz ausgeschlossen, daß von Osten her über die beiden Lamssättel zeitweilig geringe Eiszuflüsse erfolgt sind. Er stützte sich dabei auf die damals (1922) allein bekannten Amphibolite F. Levys im Tortal und, wie anschließend noch dargelegt wird, auf den angeblich erratischen Fund eines Melaphyrs. Hier muß zuerst ein beweiskräftiger Eigenfund eingefügt werden, der 1941 in Gestalt eines 8 mm messenden, gerundeten kristallinen Gesteinsplättchens nahe nördlich oder nordöstlich von den Wegtafeln am Westlichen (Nördlichen) Lamsenjoch (1933 m) glückte. Er beweist vorerst nur, daß der noch immer hochgeschwollene Hauptstrang des Inngletschers mindestens bis hierher vordringen konnte. Man darf aber daraus ableiten, daß auf diesem Wege Erratika auch in das südöstliche Einzugsgebiet des Rißtales, in das Engtal, gelangen konnten. Der Fund am Labboden spricht beispielsweise eher für einen Bezug aus dem Osten.

Adolf Pichler (22, S. 920) hat im Jahre 1876 nordwestlich vom Lamsenjoch am Abstieg vom Binsjöchl (= Gramsjoch, Punkt 1903 der Alpenvereinskarte) zur Binsalm einen fast fußgroßen erratischen Block eines dunklen „Melaphyr-artigen Gesteins“ gesehen, dessen Anstehendes er „irgendwo in den Nördlichen Kalkalpen“ und nicht, wie v. Wolf (27, S. 168) schrieb, in der Nähe vermutete. Wolf bemerkte dazu noch, daß über diesen Block nichts mehr bekannt geworden ist, was nicht ganz zutrifft. A. Cathrein hat das Gestein mikroskopiert<sup>9)</sup>. Überholt ist aber v. Wolfs Angabe, daß in dieser Gegend seither kein derartiges Gestein gefunden wurde. In der Zwischenzeit hat nämlich Max Richter<sup>10)</sup> 1928 aus der Jungschichten-Zone am Ladizjöchl im Südteil der Falkengruppe Diabase beschrieben. Bei der geologischen Neuaufnahme des Karwendelgebirges konnte ich solche Schmelzgesteine noch weiter östlich, bis in das Engtal, ermitteln. Ich wage daher jetzt das, was schon Ampferer (3, S. 555) vermutet hatte, zu behaupten, daß nämlich auch Pichlers scharfkantiger Block, der auf ihn so großen Eindruck machte, daß er ihn auch später<sup>11)</sup> noch einmal in seinen Streifzügen erwähnte, ein Glied in der Kette dieser dunklen Schmelzgesteine bildet, welche an die hier durchziehende Deckengrenze gebunden erscheinen. Adolf Pichler konnte diese Zusammenhänge vor zwei Menschenaltern freilich noch nicht wissen, aber das Gestein erinnerte ihn doch schon an seinen ein Jahrzehnt früher entdeckten „Ehrwaldit“ am Westabbruch des Wettersteingebirges, der dort unter ganz ähnlichen Verhältnissen auftritt und auch in der Mineralführung nahesteht. Es bleibt nur zu hoffen, daß die wertvolle Beobachtung Adolf Pichlers künftig nicht mehr falsch ausgelegt wird.

So eröffnen sich für den Bezug der spärlichen erratischen Gesteine im oberen Rißgebiete doch verschiedene, noch immer zu wenig erforschte Möglichkeiten, jedenfalls mehr, als man fürs erste annehmen würde. Auf Grund der Erfahrung am Lamsenjoch verdienen auch die übrigen, zwar tieferen, nur scheinbar leichter überschreitbaren, in Wirklichkeit aber dem Machtbereich des Innglet-

<sup>9)</sup> Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, Jahrgang 1890, Wien 1890, S. 7.

<sup>10)</sup> Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Jahrgang 1928, Wien 1928, S. 117.

<sup>11)</sup> Adolf Pichler: „Kreuz und quer“. Leipzig 1896, S. 132.

schers mehr entrückten Einschnitte der östlichen Umrahmung des Engtales — Sonnsattel und Plumssattel — nach zentralalpinen Spuren abgesucht zu werden.

Damit ist aber die Verfolgung und Beschreibung der Spuren des Seefelder Inngletscher-Armes am östlichen Rand seines hier überhaupt möglichen Einflußbereiches angelangt. Die weiter östlich gelegenen Berge und Täler sind schon unter den Einfluß des südlich vom Karwendelgebirge im Inntal strömenden Hauptstranges des Inngletschers geraten.

#### 14. Die Südseite der Seefelder Gruppe.

Am Ostrande der weiträumigen Seefelder Paßlandschaft bildete die Reitherspitze als westlichster Vorsprung des Karwendelgebirges eine wichtige Gabelungsstelle des Inngletschers. Der dem Inntal folgende Hauptstrang, der eigentliche Inngletscher, strömte auf seinem Weiterweg nach Osten zunächst am Südfall der Seefelder Gruppe entlang.

Die an der Reitherspitze nachgewiesene Mindesteishöhe von 2250 m und die bei der Eppzirler Alm (S. 166) gefundenen kristallinen Geschiebe lassen es glaubhaft erscheinen, daß nicht nur Eis, sondern auch mitgeführter Schutt aus den Zentralalpen über den bis auf 2083 m eingesenkten Ursprungsattel nach Norden in das Innere der Seefelder Gruppe gelangen konnten. Die dem Inntal zugekehrte Seite der Seefelder Berge läßt allenthalben Spuren der Gletschertätigkeit erkennen. Ihre Vorberge zeigen durchwegs Rundung. Die steilgestellten Bänke des dünngegliederten und brüchigen Hauptdolomits haben die Entstehung eines stark zerfurchten Reliefs begünstigt. Erratisches Material ist daher vorwiegend auf den Rücken zu suchen, wenn man es noch am ursprünglichen Ablagerungsplatz finden will. Hingegen hat das in den Gräben und Schluchten vorhandene zentralalpine Geschiebe bereits einen Abwärtstransport hinter sich.

Über eine für die Höhe von 1500 m besonders reiche Bestreuung mit Gneisblöcken führt der Weg zum Solsteinhaus unterhalb der Solenalpe. Hier war die linke Gletscherflanke gleichsam in eine Sackgasse geraten, aus der nur die über 1800 m befindlichen Eismassen einen Ausweg fanden. Wie schon S. 168 ausgeführt, ist 7 km östlich der Seefelder Senke durch die im Ausstrich der verhältnismäßig leicht zerstörbaren Raibler Schichten angelegte und schon damals vorhandene Lücke des Erlsattels (1800 m) wiederum ein Gletscherarm in nordöstlicher Richtung zum Tal von Groß-Kristen abgezweigt. Seine Dicke betrug nachweislich über 100 m bei einer Breite von  $\frac{3}{4}$  km. Es ist aber nach den Verhältnissen an der Reitherspitze eine viel größere Mächtigkeit anzunehmen. E. Fels (12, S. 47) schätzte sie auf 400 m, was eine Breite von 15 km ergeben würde. Spätestens im äußeren Gleierschtal hat sich das hier übergeflossene Eis mit jenem vermengt, das aus der Seefelder Senke nordostwärts vorstieß.

Kartenmäßig darstellbare Grundmoränen finden sich erst unterhalb 1400 m. Man trifft sie hauptsächlich an mäßig geneigten Hän-

gen bei Reith und Leithen, wo sie dank der günstigen mineralischen Zusammensetzung geeignete Böden für Ackerbau und Wiesewirtschaft liefern. Ferner am Zirler Berg, dann wieder ober der großen Bahnschleife über den Zirler Schloßbach, bei der Heilanstalt Hochzirl sowie unterhalb und östlich des Bahnhofes Hochzirl. Es handelt sich fast durchwegs um typische, schlammreiche, im trockenen Zustande sehr feste, schichtungslose Grundmoräne mit den schönsten polierten und gekritzten Geschieben kalkalpiner Gesteine. Damit vermischt, begegnet man hier einer Musterkollektion meist rundgeschliffener Blöcke und Geschiebe zentralalpiner Herkunft, besonders auffallend sind darunter die äußerst widerstandsfähigen Granatamphibolite aller Korngrößen aus den Ötztaler Alpen. Alles in allem eine Geschiebeführung, wie man sie sich gar nicht schöner und reichhaltiger wünschen könnte.

Wenn die Auflagerungsgrenze dieser Moränen auf dem felsigen Untergrund bloßgelegt wird, kann man außer der Glättung der Felsen meistens auch noch Kratzspuren der im Eis eingebackenen Gesteinssplitter wahrnehmen. Solche Schliffstellen sind aber recht vergängliche Gebilde, weshalb man sich zweckmäßig selbst ein Stückchen Grenzfläche freilegt.

#### 15. Die südlichste Karwendelkette (Innsbrucker Nordkette).

Mit dem Solstein beginnt die bis zum Halltal reichende, 17 km lange Kalkmauer der südlichsten der vier Karwendelketten. Der Große Solstein selbst bildet geologisch, d. h. was Gestein, Struktur und Stellung im Gebirgsbau anlangt, das Gegenstück zur Hohen Munde, mit der er außer der fast gleichen Höhe auch die abgerundete Form gemeinsam hat, die im Anblick von Westen und Süden besonders auffällt. Hier wie dort muß diese Rundlingsform hauptsächlich durch die gewölbte Aufbiegung erklärt werden, doch ist eine Überarbeitung durch das Eis unverkennbar.

Im Südteil der Solstein-Gruppe ist die schleifende Tätigkeit des Inngletschers, abgesehen von den Rundformen und treppenförmigen Absätzen<sup>12)</sup> des Heechenberges und oberhalb der Martinswand, auch durch einige Gletscherschliffe bezeugt, die hier sehr tief, fast bis an die heutige Sohle des Inntales herabreichen. Am leichtesten zugänglich sind diese östlich von Zirl an dem 1936 begonnenen Güterweg, der, weit nach Osten ausholend, auf die Höhe der Mündungsklamm des Brunntales führt. Hier wurden damals prächtige Gletscherschliffe mit allen Details entblößt, aber schon nach wenigen Jahren waren die geglätteten Flächen rau und unanscheinlich geworden. Immerhin bleiben noch für längere Zeit wenigstens die Formen sichtbar und an den Rändern kann man sich bei Bedarf selbst frische Schliffstellen freilegen. Gut erhaltene Schliffe erkennt man auch unmittelbar westlich des Gebäudes an der Haltestelle „Ausweiche“ der Karwendelbahn und etwa 15 km westlich davon bei Bahnkilometer 8-25.

<sup>12)</sup> Diese Geländestufen sind am besten von einem erhöhten Standpunkt im Nordwesten, etwa von der Reifherspitze aus, zu überblicken.

Moränenschutt mit zentralalpinem Material wurde hauptsächlich an den sanfter geneigten Gehängen beiderseits des Brunntales abgelagert, wo er große Flächen des Anstehenden bedeckt. Er liefert auch die geeignete Unterlage für die Zirler Mähder.

Höher hinauf reichen die Erratika aus den Zentralalpen, was teilweise schon lange bekannt ist. Adolf Pichler wußte sie bereits vor bald hundert Jahren am Solstein und an den Zirler Mähdern in Höhen bis 5000 Fuß (1600 m). Melchior Neumayr (16, S. 53) fand in einer der Schluchten am Südgehänge des Solsteins unweit der Zirler Mähder in ungefähr 2000 m Höhe viele erratische Stücke. Die Stelle läßt sich nicht ermitteln, die Höhenangabe dürfte aber entschieden zu hoch gegriffen sein. Es kann sich dabei nur um das Gebiet nördlich der Neuen Magdeburger Hütte handeln. Tatsache ist, daß sich hier kleinere Geschiebe am Solsteinsteig bis 1840 m und auch an den Zirler Schützensteigen finden ließen. Sie vermitteln zu den Fremdgesteinen am Erlsattel (vgl. S. 168). Ziemlich viele erratische Blöcke hat das Eis des Imngletschers in dem flachen Sattel des Martinsberges (1650 m) östlich der genannten Hütte hinterlassen. Südlich traf ich kleine Stücke bis auf die Höhe des Kirchberger Köpfls (1850 m), woraus zu schließen ist, daß der Heechenberg (1941 m) unter der Eisoberfläche verschwunden war. Es ist erstaunlich, daß an den Steilabfällen des Heechenberges gegen das Inntal sich erratische Geschiebe überhaupt festsetzen und die vielen Jahrtausende überdauern konnten.

Kleine Reste von Grundmoränen mit kristallinen Bestandteilen beiderseits der Kranewitter Klamm bezeugen das präglaziale Alter dieses tiefen Einschnittes, wenigstens in seinem oberen Teil.

Östlich der Kranewitter Klamm sind erratische Stücke im Walde unterhalb der ehemaligen Aspachhütte bis über 1500 m nicht selten.

Noch weiter im Osten trägt die markante Schulter des Achselkopfes (1572 m) zentralalpine Findlinge. Höher hinauf trifft man die Fremdgesteine am Achselboden, noch häufiger aber bei der abgebrannten Nairzhütte (1743 m). Nach oben werden sie nun immer seltener. Ein Stück lag am Steig östlich vom Schneekar bei 1940 m. Die zu höchst gefundenen Stücke befanden sich am Brandjochboden genau südlich des Brandjochkreuzes in 1970 m Höhe. Diese Stelle hatte A. Penck (17, S. 261 und 268), der erratische Geschiebe nicht so weit hinauf verfolgen konnte, aus morphologischen Gründen (Rundbuckelformen, Schliffkehle) für vergletschert gehalten. Wohl aber hatte hier O. Ampferer die Fremdgesteine bemerkt (2a, S. 276, und 6, S. 737). Die Höhenangabe 1980 m dürfte um 10 m zu hoch sein. Die Quarze, Amphibolite usw. sind in dieser Höhe noch sehr gut gerundet. Die ergiebigste Fundstelle befand sich unmittelbar westlich der von Kartenpunkt 1967 (Alpenvereinskarte) bergseitig gelegenen Geländemulde. In der Nähe wächst die Rostrote Alpenrose auf kalkigem Untergrund. Der nördlich ansteigende Hang ist für die Aufbewahrung der Erratika, jedenfalls für größere Stücke, zu steil.

Ungemein reich an zentralalpines Material ist die Moränenablage-  
 rung auf dem Rücken oberhalb der Höttinger Alpe in 1500 bis  
 1560 m Höhe. Einzelne Geschiebe gehen bis 1740 m, das größte ist  
 1 m lang. Angeblich liegt ein großer Findling im Haldenschutt unter-  
 halb der Westlichen Sattelspitze in der Gegend des Sulzköpfls. Wei-  
 tere Fundstellen von Westen nach Osten: Am Gerschrofen süd-  
 lich der Seegrube auf 1760 m, östlich der Bodensteinalm auf  
 1600 m, am Ärzeler Horn bei 1720 m.

Das tiefere Gehänge der Nordkette zwischen 1300 und 600 m ver-  
 kleidet vielmals eine hier weitverbreitete Grundmoränendecke des  
 Inngletschers mit reichlicher zentralalpiner Geschiebeführung neben  
 viel kalkalpines Material. Im Rahmen dieser Abhandlung soll auf  
 jene bereits viel erörterten Bildungen nicht eingegangen werden.

Ein Glücksfund an den Gleierschköpfeln,  $\frac{1}{2}$  km östlich  
 vom Hafelekar, in 2275 m Höhe, stellt alle bisherigen Funde in  
 den Schatten. Einige Meter oberhalb des Goethe-Weges kam  
 ganz nahe unter dem Grat am östlichsten Köpfel (2279 m) beim Su-  
 chen und Herumstochern im Rasen ein kleiner runder Quarz zum  
 Vorschein. Das Stück kann als Beweis dafür gelten, daß die süd-  
 lichste Karwendelkette nördlich von Innsbruck, 1700 m über der  
 heutigen Talsohle, vom Eis des Inngletschers bei seinem Höchst-  
 stand überschritten werden konnte. Es drängt sich unwillkürlich  
 der Gedanke auf, ob jedes weitere Bemühen um die Auffindung und  
 Höherverfolgung erratischer Geschiebe unter diesen Umständen über-  
 haupt noch einen Sinn hat. Bei genauerer Überlegung zeigt sich,  
 daß das Stück gar nicht aus der Reihe fällt. Trotzdem es 300 m über  
 den nächst niedrigeren Funden liegt, fügt es sich immer noch ganz  
 gut in den Rahmen der bisher bekanntgewordenen Findlinge ein. Das  
 Erratum liegt zwar höher als das oberste an der Reitherspitze,  
 von dem aber niemand behaupten kann, daß es tatsächlich das zu  
 höchst abgelagerte darstellt, und auch etwas höher als der dort ange-  
 nommene Eisstand, der aber immer nur als Mindeststand gelten  
 kann. Viel wichtiger ist die Tatsache, daß der Inngletscher im Raume  
 von Innsbruck starke Zuflüsse erhalten hat, und zwar durch den  
 in die rechte Flanke einmündenden Sellrainer Gletscher und  
 vor allem durch die vereinigten Gletscher des Sill- und Stubai-  
 tales. Man darf nicht annehmen, daß die Eisoberfläche stromab  
 dauernd und gleichmäßig an Höhe verloren hat. Die ansehnlichen  
 Zuflüsse aus den Zentralalpen haben so viel Eis gebracht, daß sich  
 diese Volumvermehrung in Pressungen, Stauungen und somit in  
 einem Höherrücken der Gletscheroberfläche auswirken mußte.  
 Die leider noch viel zu wenig beachteten erratischen Gebilde süd-  
 lich des Inn könnten brauchbare Anhaltspunkte geben. An der Saile  
 (Nockspitze) traf ich beispielsweise 1947 nordnordöstlich vom Hals-  
 übergang ein Erratum auf 2120 m Höhe.

Es ist in diesem Zusammenhang ganz interessant, einmal das all-  
 mähliche Hinaufschrauben der erratischen Obergrenze des  
 Inngletschers nördlich von Innsbruck an Hand der Literatur zu ver-  
 folgen. Nachstehende Übersicht ist von unten nach oben zu lesen.

Höhe	Fundort	Jahr	Finder	Schrifttum
2275 m	Gleierschköpfel	1940	G. Mutschlechner	—
1970 m	Brandjochboden	1902	O. Ampferer	2a, S. 276
1945 m	Oberhalb Achselkopf	vor 1891	A. v. Kerner	17, S. 261
über 1900 m	Gegend des Brandjoch- bodens	1890	A. Penck	17, S. 261 u. 268
1700 m	Oberhalb Höttinger Alm	1890	A. Penck	17, S. 261 u. 268
1670 m	Oberhalb Höttinger Alm	1880	A. Penck	16, S. 53 u. 462

Dementsprechend mußte auch die Gletscheroberfläche bei Innsbruck immer wieder höher verlegt werden. Hatte Penck im Jahre 1882 (16, S. 53) diese hier noch bei 1700 m angenommen, so mußte er sie später selbst höher ansetzen: im Jahre 1902 (17, S. 268) bei rund 2200 m und schließlich 1925 (19, Kartenskizze auf S. 350) noch etwas höher, bei etwa 2250 m. Dieser Wert genügt nach dem mitgeteilten Fund an den Gleierschköpfeln auch nicht mehr. Die Eisoberfläche an der Innsbrucker Nordkette im Meridian von Innsbruck muß streng genommen auf mindestens 2275 m, also rund 2300 m, veranschlagt werden. Die südlichste Karwendelkette hätte aber bei diesem Eisstand an mehreren Stellen überschritten werden können. Eine zu Kontrollzwecken unternommene Suche auf dem mir dafür geeignet erscheinenden Gelände der relativ flachen Böden nördlich des Langen Sattels (oberhalb der Höttinger Alm) in 2200 bis 2300 m Höhe blieb vorläufig ohne das erhoffte Resultat, was aber noch nichts gegen die erratische Natur des genannten Fundes besagt. Bodenproben vom Langen Sattel enthalten hellen Glimmer.

A. Penck<sup>13)</sup>, H. v. Wolf (27, S. 227/228) und J. Sölch (25, S. 101) erwähnten die prächtige Schliftgrenze über der Höttinger Alm, die einem Eisstand von mindestens 2000 m, aber noch nicht dem Höchststand entspricht. Schliftgrenze und Eisstromhöhe fallen hier nicht zusammen. Deutlich sieht man von der Stadt aus auch die abgeschliffenen Schichtköpfe der Herzwiesen unterhalb des Arzeler Horns.

An der Arzeler Scharte (2160 m) hat sich ein Eisübertritt in das Pfeis-Gebiet nicht exakt feststellen lassen. Es ist mir hier aber am Weg zur Pfeis-Hütte im Humus, bezw. im Rohhumus ein anders nicht recht erklärbarer Reichtum an Quarzkörnchen und hellem Glimmer aufgefallen. Für das Kreuzjochl (2130 m) östlich der Rumer Spitze ist der Nachweis nicht gelungen.

An der Rumer Spitze glaubt man von Innsbruck aus in 2160 m Höhe einen gesteinmäÙig nicht motivierten Gefällsknick zu erken-

<sup>13)</sup> A. Penck: Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse nördlich Innsbruck. Abhandlungen der Preuß. Akademie der Wiss., Jahrg. 1920, Berlin 1921. Seite 98.

nen. An den Steilhängen dieses Berges wurde kristallines Material vorläufig nur bis 1600 m Höhe konstatiert. Tiefer ist es schon an dem Serpentinweg oberhalb der Rumer Alm leicht zu finden. Reich an fremden Blöcken und Geschieben sind die Moränenmassen in der Umgebung der Enzianhütte und auf der Terrasse des Puren- und Rechenhofes sowie oberhalb der Dörfer Rum und Thaur. In der sogenannten Winterkühl, oberhalb Thaur, lag nach Ampferer und Hammer (1, S. 326) der größte Irrblock des südlichen Karwendelgebirges. Er war ca. 5 m hoch, 8 bis 10 m lang und 3 m breit. Aus solchen Blöcken wurden im vorigen Jahrhundert die schönen Brunnenröge gemeißelt, von denen man beispielsweise in Thaur noch mehrere bis 6 m lange, aus einem Stück gefertigte sehen kann.

Ein leicht zu findender Riesenblock — übrigens der größte mir vom Südrand des Karwendelgebirges bekanntgewordene — liegt auf dem Hungerburgplateau 125 Schritte westlich von der dicksten Fichte der ganzen Gegend, die unter dem Namen „Maria im Walde“ bekannt ist. Es ist ein Gneisblock von 7,5 m Länge und fast 3 m Breite. Der bisher feststellbare Umfang des Steines beträgt 18 m.

Bei einer Wanderung auf dem Höhenweg von der Findlalm über die Thaurer Alm zum Törl kann man immer wieder Steine aus den Zentralalpen erkennen. Besonders in dem Tälchen nördlich der Kaisersäule und an dem Törl (1773 m) genannten Übergang in das Halltal sind sie geradezu häufig. Von hier hat sie bereits Adolf Pichler im Jahre 1859 erwähnt.<sup>14)</sup>

Der östlich vom Törl gelegene Bergzug der Zunterköpfe mit Erhebungen bis 1965 m zeigt ausgesprochene Rundformen. Daß dieses Gebiet vom Eis überflossen war, bestätigen mehrere zentralalpine Geschiebe. Über dieses relativ niedere Ostende der Innsbrucker Nordkette konnten beträchtliche Eismassen das obere Halltal auf kürzestem Wege erreichen.

#### 16. Lafatscher Joch und Bettelwurfkette.

Unterhalb Innsbruck werden die W—O streichenden Karwendelketten von dem hier beinahe nach Nordosten verlaufenden Inntal der Reihe nach abgeschnitten. So kommt es, daß mit dem Niedrigerwerden der Innsbrucker Nordkette bereits nördlich des Halltales die zweite Karwendelkette (von Süden gerechnet) unter den Einfluß des Inngletschers geraten konnte, der über das Törl in das Halltal gelangt war.

Diese 25 km messende Gleierschkeite hat in ihrer ganzen Länge nur einen einzigen Übergang frei gelassen. Es ist das Lafatscher Joch, ein bis auf 2085 m eingetiefter Talrumpf, jetzt Paßgebiet. Der Gebirgskamm ist an dieser Stelle um 500 Meter erniedrigt. Die geringe Höhe einerseits, die etwas abseitige Lage vom Inngletscher und dessen hoher Stand über Innsbruck andererseits, lassen hier das Verhalten des Inngletschers besonders interessant erschei-

<sup>14)</sup> A. Pichler: Aus dem Inn- und Wipphale. Zeitschrift des Ferdinands, Dritte Folge, 8. Heft. Innsbruck 1859, S. 170.

nen und einen Übertritt des Eises erwarten. Der Übergang zeigt sehr deutlich die Formen einer Rundbuckellandschaft. Tatsächlich hat hier E. Fels im Jahre 1920 als erster, und zwar auf der nördlichen Abdachung, bei etwa 1950 m, über ein Dutzend zentralalpine Geschiebe nachgewiesen (27, S. 168). Fels selbst (12, S. 48) gab später eine etwas abweichende Schilderung der Fundumstände. Darnach fand er auf dem Wege beim sogenannten Durchschlag, fast 200 m unterhalb (nördlich) der Jochhöhe, in 1890 bis 1900 m Höhe die zentralalpinen Geschiebe und 1927 weitere abseits des Weges. Unabhängig von Fels' ersten Funden sind fast gleichzeitig und später immer wieder an den bekannten Stellen, aber auch auf der Jochhöhe, Funde geglückt (27, S. 258). Soviel mir bekanntgeworden ist, zählte H. Kinz l zu den ersten Sammlern. Ich kenne die Amphibolite von Punkt 1898 beim Durchschlag.

H. v. Wolf (27, S. 258) und E. Fels (12, S. 48) führen nördlich vom Joch einen nach Norden gerichteten Gletscherschliff an. Penck (18, S. 307) fand 1909 auf der Sattelhöhe einen nach Süden weisenden Gletscherschliff und schloß daraus, daß auch Karwendel-eis zum Inntal geflossen ist. Man vergleiche hierzu E. Fels (12, S. 48).

Aus den bis 2130 m hinaufreichenden Rundungen gelangte E. Fels zu der Annahme einer Eisoberfläche von mindestens 2150 m über dem Joch. Somit war der Eisstrom etwa  $\frac{1}{2}$  km breit und an der dicksten Stelle etwa 100 m mächtig.

So läßt sich hier das Überfließen eines ganz unbedeutenden Eisarmes aus der linken Gletscherflanke erkennen. Trotzdem liefert diese Belegstelle einen überaus wichtigen Beitrag, erlaubt sie doch Rückschlüsse auf die Eishöhe bei Innsbruck. Die von Fels angenommene Mindesteishöhe von 2150 m über dem von der Längsachse des Inngletschers 6 km entfernten Lafatscher Joch verlangt geradezu einen Gletscherstand von etwa 2250 m über Innsbruck. Das kommt aber wieder dem Fund östlich des H a f e l e k a r e s sehr nahe und beweist, daß dieser — in einem größeren Rahmen betrachtet — eigentlich gar nichts Außergewöhnliches darstellt, so daß seine Anerkennung als Erratum berechtigt ist.

Das S. 170 erwähnte Erratum auf dem gerundeten Reps und die Findlinge im Hinterautal können diesem Ableger des Inngletschers entstammen.

Ob das über das Lafatscher Joch abgeflossene Ferneis sich nördlich der Gleierschkeite auch über den Haller Anger und den Längssattel von Überschall (1910 m) nach Osten zum Vomper Loch ausgebreitet hat, konnte noch nicht geklärt werden. H. v. Wolf (27, S. 279) stellte sich den Bettelwurfstock von einem Inngletscherzweig umflossen vor und Penck (21, S. 38) hat dies in der letzten Fassung seines Vergletscherungskärtchens zum Ausdruck gebracht. Hingegen nahm E. Fels (12, S. 49 und S. 52) bei Überschall eine Eisscheide an.

Die östlich des Lafatscher Joches in der dritthöchsten Spitze (2725 m) des Karwendelgebirges gipfelnde Kalkmauer wird als Bettelwurfkette bezeichnet. Die außerordentliche Steilheit ihrer

Flanken macht hier das Suchen nach erraticem Material zu einer vergeblichen Mühe. Nur an dem weniger steilen Fußgelände wurden Erratika bemerkt. Man trifft solche ganz vereinzelt z. B. auf dem von der Alpensöhnehütte (Winklerhütte) im Halltal nach Osten führenden Gnadenwalder Höhenweg. Ostwärts nimmt ihre Häufigkeit merklich zu. So kann man sie mehrmals in dem großen bewachsenen Haldengebiet der Zunterseite westlich der Hinterhorn-Alm begegnen. Das oberste Stück lag hier über der kleinen Felsinsel bei 1670 m am Fuß des Walder Zunterkopfes. Im Verlande von Moränen findet man sie westlich der eben genannten Zunterseite, ferner nordöstlich der Hinterhorn-Alm und sehr reichlich unterhalb der Alm auf dem Pirchschrofen. Auf einer Verflachung südlich der Almhütten in 1415 m Höhe ruht unweit östlich des Steiges ein 3 m langer Glimmerschieferblock.

Inngletscherschutt mit kristallinen Blöcken und Geschieben ist schon lange aus dem Gebiet der Walder Alm bekannt. Ampferer (1, S. 326) gibt solche bis 1650 m an. Der Gletscher muß hier aber noch viel höher, bis 2100 m, gereicht haben. Der nach Westen zum Walder Zunterkopf ansteigende Kamm schien für die Nachprüfung dieser Frage besonders geeignet. Speziell darauf gerichtetes Suchen lieferte im September 1948 folgendes Ergebnis: Längs des markierten Steiges von der Hinterhorn-Alm auf den Walder Zunterkopf kann man bis in 1750 m Höhe ziemlich mühelos erraticches kristallines Material finden. Auf 1680 m ist östlich des Steiges und des nahen Almzaunes noch ein 2 m großer Block erhalten geblieben. Auch Stücke von rotem Hornstein (Mittlerer bis Oberer Jura) sind in dieser Gegend nicht selten. Das oberste kristalline Stück wurde auf 1870 m Höhe angetroffen. Das ist dort, wo der Steig auf Fels am weitesten nach Osten leitet. Auf der darüber befindlichen Verflachung (rund 1900 m) mit Gletscherschliff gedeiht die Rostrote Alpenrose und in 2000 m Höhe siedelt hier noch die Gemenheide. Beide deuten auf Kieselsäuregehalt des Bodens, wofür der Wettersteinkalk des Untergrundes nicht in Betracht kommt. In 1960 m Höhe wurde noch ein winziges, nicht eindeutig bestimmtes Stück, wahrscheinlich Quarzsandstein, aufgelesen. Eine Bodenprobe aus 2040 m Höhe enthielt viel hellen Glimmer. Die Rundung der Felsen kann man bis 2080 m vermuten. Dann erst beginnt ein richtiger Grat.

Westlich der Walder Alm liegen außerhalb des Zaunes auf der Weidefläche und im Walde Gneis- und andere kristalline Blöcke von 1, 2 und 2,5 m Durchmesser. Viel größere sollen im vergangenen Jahrhundert zu Brunnenbecken verarbeitet worden sein.

Beiläufig  $\frac{1}{2}$  km südsüdwestlich der Almhütten ist unterhalb des Fahrweges auf 1425 m Höhe ein Gletscherschliff bloßgelegt.

Auch das nahe Walder Joch (1625 m) ist eisgerundet. Ostwärts des Walder Joches liegen auf dem langen, das Vomper Loch vom Inntal trennenden Felsrücken gegen das Niederjoch zu in 1500 m Höhe zwei durch ihre Größe beachtenswerte Findlinge ortsfremden Gesteins. Östlich von einigen Bombentrichtern, in denen die Grundmoränenbedeckung gut aufgeschlossen ist, bemerkt man in einer

kleinen Lichtung nahe südlich des Weges hart am Abbruch gegen den Gnadenwald einen Gneisblock mit 7 m Umfang. Etwas weiter östlich ragt in gleicher Höhe nördlich des Steiges und 20 Schritte nördlich des Steines 10 B am Westrande des großen Kahlschlages ein würfelförmiger Granitgneisblock auf. Sein Umfang mißt in der Horizontalen und nach der Höhe je 8 Meter <sup>15)</sup>.

Auch die großen Moränenablagerungen des Gnadenwaldes enthalten viel erratisches Material beigemengt. Große Findlinge sind aber schon recht selten geworden. Ein 25×2 m messender Granitgneisblock liegt an einem Waldweg 650 m südlich vom Wiesenhof.

#### 17. Vomper Loch — Hochnißl-Gruppe (Hintere Karwendelkette).

Über den 1500 m hohen Sattel der Walder Alm konnte der Inngletscher in bedeutender Mächtigkeit am Ostabfall des Walder Zunterkopfes in die hier 500 m tiefer eingeschnittene Schlucht des Vomper Loches gelangen. Im innersten Teil wurden keine zentralalpiner Spuren bemerkt. Die ersten Stücke kamen am linken Ufer der Klamm im Moränenschutt östlich des Ödkarlbaches zum Vorschein. Das ist südwestlich der Huderbank unterhalb des Knappenwaldes, und zwar am unteren Steig auf 1110 m Höhe, 60 m über dem Vomper Bach. Dadurch sind die Erratika weiter talein festgestellt, als es bisher (3, S. 184) bekannt war. Es liegt nahe, daß sie von Eis gebracht wurden, das den Weg über die Walder Alm genommen hat. Es ist aber nicht ganz auszuschließen, daß diese innersten Stücke auf dem S. 186 angedeuteten Wege (Lafatscher Joch—Überschall) von Westen eingewandert sind. Dann wäre die Bettelwurfkette zeitweise allseitig von Ferneis umgeben gewesen.

Weiter talaus konnten 1947 mehrere Amphibolite westlich der Zwerchbachklamm am unteren Steig südlich der Katzenleiter in 1180 m Höhe nachgewiesen werden. Südlich der Zwerchlochhütte wurde am Steig ein Granatamphibolit gefunden.

Die Ostgrenze des in Form einer geologischen Kartierung bearbeiteten Gebietes liegt bereits westlich des Zwerchloches. Zur Abrundung seien aber noch kurz die östlich anschließenden Teile gestreift.

Im äußeren Talbereich des Vomper Loches sind die Fremdgesteine auf beiden Seiten schon recht häufig: südlich bei der Gan-Alm, nördlich bei der Melanser Alm. Hierher hatte sich der Inngletscher auch bei geringerem Eisstand über den niederen Ausläufer der Bettelwurfkette hinweg leicht den Zutritt verschafft.

Am Südhang des Niedernißl fand Ampferer (3, S. 184/185) noch bis 180 m ober der Tawaldhütte, d. i. bis auf 1460 m Höhe, erratische Blöcke.

Weiter östlich, wo die dritte (Hintere) Karwendelkette — hier Vomper Kette genannt — an Höhe verliert, konnte der Inngletscher mindestens das Vomper Joch überschreiten, wo zuerst Adolf Pichler (16, S. 53) bis 1470 m und später Ampferer

<sup>15)</sup> Nach einer freundlichen Mitteilung des Dozenten Dr. G. Hradil soll dieses Gebiet „beim schwarzen Stoan“ genannt werden.

(2 a, S. 276, und 3, S. 185) im Mahdgraben noch auf 1650 m erratische Stücke antrafen. Auf dem langen Rücken des Vomper Joches traf ich auf 1680 m einen runden Amphibolit. Der Hirschkopf (ca. 1980 m) südöstlich der Fiechter Spitze scheint noch eisüberschliffen zu sein. Nach v. Wolfs Vergletscherungskarte (27, Tafel V) lag hier die Eisoberfläche noch immer über 2050 m. Dasselbe findet man auch bei E. Fels (12, S. 52). Eis aus der linken Flanke konnte demnach noch tief in das Stallental eindringen. Wie der auf S. 179 mitgeteilte Fund eines kleinen Erratikums auf dem Westlichen (= Nördlichen) Lamsenjoch (1933 m) beweist, mußte das Eis an den Nordwänden des Hochnißl entlang nach Westen geflossen sein. Diese Möglichkeit hat schon v. Wolf (27, S. 279) offen gelassen, allerdings auf Grund einer nicht zutreffenden Annahme. Man lese hierzu das auf S. 179 Gesagte nach. Die gerundeten Formen des Lamsenjoch-Gebietes zeugen von lebhafter Tätigkeit des Eises. Nach v. Wolf (27, S. 265 und Tafel V) stand hier das Eis bei nahezu 2100 m.

Damit ist aber auch der Anschluß an das Reiß-Gebiet wieder gewonnen, das — wie S. 178 gezeigt werden konnte — wichtige Spuren des Inngletschers birgt. Die vielen Beweisstücke haben es ermöglicht, den Ring des Inngletschers um das eigentliche Karwendel zu schließen.

Dort, wo auch der östlichste Ausläufer der oftmals unterbrochenen vierten oder Vorderen Karwendelkette mit dem auffallend gerundeten Staner Joch sein morphologisches Ende erreicht, hat der Inngletscher, ähnlich wie über die Seefelder Senke, wiederum einen starken Teilstrom, den sogenannten Achengletscher, nach Norden entsandt. Dieser konnte unter Ausnutzung der damals schon vorhandenen Achenseefurche die Kalkhochalpen queren und sich im Isartal bei Fall mit dem Isargletscher vereinigen. Auf diese Weise war ein noch größerer Ring von Ferneis zustande gekommen, der das ganze Karwendelgebirge einschließlich Vorkarwendel und Risser Berge umschloß.

Für die eiszeitliche Vergletscherung des Achensee-Gebietes hat H. v. Wolf 1922 (27, S. 147 ff.) eine ausführliche und muster-gültige Darstellung gegeben. O. Ampferer hat seither wiederholt wichtige Befunde und Ergänzungen mitgeteilt. Die für die Obergrenze des Inngletschers maßgebliche Veröffentlichung erschien 1942 (10). Sie war als Erläuterung zu dem von Ampferer geologisch aufgenommenen östlichen Blatt der Karwendelkarte (Alpenvereinskarte) 1:25.000 gedacht, dessen Erscheinen er nicht mehr erleben durfte.

## B. Allgemeiner Teil.

Mit Absicht wurde der regionale Teil in Form eines reinen Tatsachenberichtes verfaßt, frei von allen theoretischen Erörterungen. Aber auch um oftmalig notwendige Wiederholungen zu vermeiden, wurde alles Problematische zunächst beiseite gelassen, um nunmehr — getrennt vom Regionalen — zusammenfassend behandelt zu werden.

## 1. Zur Obergrenze der erratischen Geschiebe und des Eises überhaupt.

Wörtlich genommen, ist jedes Gletschergeschiebe, gleich welcher Gesteinsart, ein Erratikum. Wenn im vorhergehenden von erratischen Geschieben oder Findlingen die Rede war, ohne daß die zentralalpine Herkunft besonders betont wurde, so ist darunter stets kristallines Material zu verstehen<sup>16)</sup>. Auch wenn es sich um Quarzgeschiebe handelt, deren Auftreten in manchen Teilen der Nördlichen Kalkalpen auch anders erklärt werden könnte, ist hier an der glazialen Herbeischaffung nicht zu zweifeln. Im Karwendelgebirge liegen die geologischen Voraussetzungen diesbezüglich günstiger als in anderen und selbst in benachbarten Gebieten. Es fehlen nämlich seiner Schichtenfolge Ablagerungen, die — abgesehen von winzigen Kristallen und Körnern — exotische Komponenten führen, wie das etwa im Cenoman, in der Gosau usw. der Fall ist. Auch die sogenannten Augensteine der ostalpinen Kalkplateaus sind hier nicht bekannt geworden. Man darf daher alle Fremdgesteine unbedenklich als Strandgut des Inn-gletschers und seiner Zuflüsse betrachten, sofern nicht offenkundig Einschleppung durch den Menschen vorliegt.

Was man in den höheren Teilen noch findet, sind nur die spärlichen Reste einer zweifellos viel größeren Hinterlassenschaft, die aus verschiedenen Ursachen und Anlässen im Laufe der Jahrtausende sehr gering geworden ist. Vor allem ist dafür die Schwerkraft verantwortlich zu machen. Es kommt also auf die Hangneigung an. An steilen Hängen konnten sich die in der Regel gerundeten Blöcke auf die Dauer nicht halten, insbesondere wenn sie aus dem Moränenverbande gelöst wurden, was beispielsweise durch Ausspülen, Ausfrieren und Abrutschen geschehen kann. Nicht zu unterschätzen ist auch der Abtransport durch Grundlawinen. Auch die abtragende Tätigkeit einer späteren lokalen Vergletscherung ist in Betracht zu ziehen. Mit dem Zurückweichen der Baum- und Gehölgzgrenze und der nachfolgenden Beseitigung der Humusschicht wird an Steilhängen die Erhaltungsmöglichkeit für Geschiebe geringer. Es gibt somit die verschiedensten Anlässe zur Umlagerung, was aber stets mit einem Abwärtswandern der glazialen Geschiebe verbunden ist. In Geländevertiefungen, in Karen und Felswannen, wo sie sich erhalten und sammeln konnten, verwehrt meist darüber gebreiteter jüngerer Schutt das Suchen.

Neben den nahezu unverwüstlichen Amphiboliten findet man massenhaft die weniger widerstandsfähigen und deshalb leichter vergänglichen Gneise, Glimmerschiefer und Phyllonite. Diese zur Spalt-

<sup>16)</sup> Die Bezeichnung „kristallin“ ist in diesem Falle zutreffender als „zentralalpin“. Sie bezeichnet eine Gesteinsausbildung, ohne etwas über die Herkunft auszusagen. So können z. B. aus den Gosaukonglomeraten des Muttekopfes Quarzgerölle und andere exotische Komponenten in den Inn-gletscher gelangt sein, von denen feststeht, daß sie gar nicht zentralalpin sind. Sie stammen nach bisheriger Kenntnis aus der Grauwackenzone, vielleicht läßt sich aber auch eine Herbeischaffung aus einem nördlichen Abtragungsgebiet nachweisen.

barkeit und bei großem Glimmergehalt zur Aufblätterung neigenden Gesteinstypen sind gewiß in vielen Fällen ein Opfer der mechanischen (Frostsprengung) und chemischen Verwitterung geworden. Dieser Gesteinszerfall und der Umstand, daß die Findlinge auch in den Boden erwachsen können und vielfach noch im Boden versteckt liegen, zeigt, daß man sich mit dem Aufsuchen der an der Oberfläche herumliegenden Blöcke und Geschiebe nicht begnügen darf. Gerade dort, wo solche zu fehlen scheinen, können kleine Grabungen, Abheben des Rasens, Entnahme und Durchmusterung der Bodenproben zur Aufdeckung erratischer Spuren führen. Die Beachtung bodenanzeigender Pflanzen (Zirbe, Rostrote Alpenrose, Alpenazalee oder Gamsheide) wird dabei von Nutzen sein. Nur dadurch werden sich die Wege des Ferneises noch genauer feststellen lassen.

Gemessen an den riesigen Dimensionen des Inngletschers ist der Bestand an glazialen Ablagerungen in der Hochregion erstaunlich gering. Wahrscheinlich hat der Gletscher selbst seinen eigenen Schutt immer wieder entfernt. Eine Ausnahme bilden nur geschützte Buchten und Schluchten, aus denen der Gletscher den eingepreßten Schutt nicht mehr entfernen konnte. Solche geschützte Stellen sind aber im allgemeinen auf tieferes Gehänge beschränkt. Diese schon lang währende Zerstörung des Ablagerungsinventars vereitelt eine Trennung der Moränen in solche des vorrückenden und des weichenden Gletschers. Man faßt sie daher als Bildungen aus der Zeit des Höchststandes auf.

Es kann nicht oft genug betont werden, daß die Erratika immer nur Mindesteishöhen anzeigen. Die Wahrscheinlichkeit, daß die jeweils zu höchst gestrandeten Erratika überhaupt noch existieren und an ihrem vom Gletscher zugewiesenen Platz liegen, ist jedenfalls sehr gering. Und ebenso selten wird man ausgerechnet die höchsten unter den verbliebenen Stücken finden.

Daß es sich stets nur um Mindestwerte handeln kann, geht auch aus anderen Überlegungen hervor.

Die Tatsache, daß auch die sehr hoch gefundenen Geschiebe mitunter noch vorzüglich gerundet sind, spricht dafür, daß diese Stücke nicht auf der Oberfläche des Gletschers gekommen sind, wohl aber, wenn auch nicht am Grunde, so doch im Innern des Eises. Das läßt auf eine gewisse Überlagerung durch das Eis an der betreffenden Stelle schließen.

Es erhebt sich in diesem Zusammenhang die Frage, ob es vielleicht eine oberste geschiebefreie Zone des Inngletschers gegeben hat. A. Penck (21, S. 197) hat sich gerade im Falle des Ursprungsattels in der Seefelder Gruppe (vgl. S. 166) vorgestellt, daß hier die „obere geschiebefreie Partie“ des Inngletschers überfloß. So wörtlich dürfte das aber nicht zu nehmen sein. Penck schrieb das ganz offenkundig unter dem Eindruck des Fehlens erratischer Geschiebe in der entsprechenden Höhe an der Reither Spitze und vor allem in Eppzirl, was durch die neuen Funde überholt ist. Es ist nicht recht denkbar, daß größere Teile des Inngletschers frei von Geschieben waren. Man denke nur an die zahlreichen Innen- und

Oberflächenmoränen dieses mit Eiszuflüssen reichlich bedachten Gletscherstromes. Zweifellos gab es auch geschiebearme Partien. Frei von Geschieben können die höchsten Eisschichten gewesen sein, die durch den alljährlich anfallenden Firn gebildet wurden.

Es ist ferner eine alte Erfahrung, daß über die sogenannte obere erratische Grenze, die sich nur mehr annähernd und lückenhaft festlegen läßt, noch gerundete Formen hinaufreichen. Die obere Eisgrenze lag demnach höher. In Ermangelung von beweiskräftigen erratischen Geschieben werden für die Rekonstruktion der Obergrenze des Gletschers mit Vorliebe solche morphologische Befunde herangezogen, wobei es zu Verwechslungen mit den Ansätzen alter Oberflächensysteme kommen kann. Die Schlifffgrenze bleibt auch noch etwas unterhalb der Eishöhe. Sie wird auch nur dann deutlich abgebildet sein, wenn der Gletscher lange Zeit die Höhe beibehält. Im Fall des Inngletschers war der Eisstand Schwankungen unterworfen, wie überhaupt ein solches Eisgebilde mit sehr langer Laufstrecke, wechselnden Zuflüssen und Abgängen in den Tälern weniger beständig sein konnte als in den Sammelbecken der Talhintergründe. Kurzfristige Schwankungen gelangten aber gar nicht zur Abbildung. Besonders der höchste Stand des Inngletschers dürfte verhältnismäßig kurz gedauert haben. Er konnte daher keine deutlichen Spuren hinterlassen. Dazu kommt, daß die zerstörende Wirkung mit der Höhe zunimmt, so daß man vergebens nach der längst verwischten Feinheiten suchen würde. Jedenfalls können Schlifffgrenzen, Schlifffkehlen und Rundbuckel erst etwas unterhalb des Eisrandes entstehen. Ihre Höhenangaben bilden daher auch wieder nur Mindestwerte für die Beurteilung der einstigen Gletscheroberfläche.

So läßt sich auf verschiedene Weise zeigen, daß die Oberfläche des Inngletschers höher lag, als es durch erratische Geschiebe und durch die Felsformung bezeugt wird.

## 2. Quarz-Glimmer-Sande in großen Höhen.

Von mehreren Stellen (vgl. Seite 158 und Seite 184) wurde ein auffallender Glimmergehalt des Bodens namentlich erwähnt. Es gibt aber noch eine ganze Reihe weiterer Fundplätze und bei einigem Suchen wird sich dieses Netz noch viel mehr verdichten lassen, so daß es sich um eine allgemein verbreitete Erscheinung handeln dürfte. Weil darüber meines Wissens noch keine Mitteilungen vorliegen, soll hier auf dieses ortsfremde Material näher eingegangen werden.

Vorläufig wurden nur Proben von den nachstehenden Fundorten untersucht: von den Gipfeln der Hohen Munde (2661 m und 2594 m), weil es einstweilen die höchsten, mir bekannt gewordenen Vorkommen dieser Sande sind, und eine Probe aus der Pfeis auf der Innsbrucker Nordkette rund halben Weges zwischen der Arzler Scharte und der Pfeis-Hütte auf 2070 m Höhe.

Auffallend ist daran vor allem der helle Glimmer, den man wegen der Größe seiner Blättchen schon bei Betrachtung mit bloßem Auge deutlich wahrnimmt. Nach bisheriger Einsichtnahme ist es ausschließlich Kaliglimmer (Muskovit). Bei genauerer Untersuchung

erwiesen sich die Sande von der Hohen Munde praktisch kalkfrei. Sie brausen unter verdünnter Salzsäure nicht auf. Das entspricht einem Kalkgehalt unter 1%.<sup>17)</sup> Der Boden muß also kalkfrei oder ganz kalkarm sein. Dieses Verhalten des Sandes ist um so merkwürdiger, weil die Felsunterlage aus Wettersteinkalk besteht. In der Sandprobe aus der Pfeis brausen nur einige 1–3 mm messende Kalkstückchen.

Die ermittelten pH-Werte waren:

Hauptgipfel der Hohen Munde: über 6, d. h. Boden ganz schwach sauer, geringer Kalkbedarf.

Vorgipfel der Hohen Munde: unter 6, d. h. Boden sauer, kalkbedürftig.

**Entstehungsmöglichkeiten:** Am nächsten liegt natürlich die Annahme, daß es sich um Verwitterungsrückstände von Gesteinen handelt, die früher auf dem Wettersteinkalk lagen, aber mit Ausnahme solcher Spuren gänzlich zerstört und entfernt worden sind. Es gibt in der Mieminger Gruppe nur ein Gestein, das dafür in Betracht kommt. Das sind manche Sandsteine der Raibler Schichten. Der Beweis oder Gegenbeweis könnte durch mikroskopische Vergleiche erbracht werden. Wichtiger ist die geologische Beweisführung. Man findet nämlich solche Quarz-Glimmer-Sande auch auf Hauptdolomit. In diesen Fällen scheidet natürlich eine Herleitung von verwitterten Raibler Schichten aus. Wesentlich ist aber, daß diese Bildungen auch auf eindeutig glazial überschliffenem Fels liegen. Dadurch wird einerseits ihr relativ geringes Alter bewiesen, andererseits können Zusammenhänge mit der ehemaligen Eisbedeckung bestehen.

Es kommen in diesem Fall mehrere Entstehungsmöglichkeiten in Betracht:

1. Rückstände von Moränenverkleidungen.
2. Rückstände von verwitterten glimmerreichen kristallinen Gesteinen.
3. Im oder auf dem Eis mitgeführte Mineralkörner, die beim Schmelzen des Eises liegen geblieben sind.
4. Schmelzwasserablagerungen am Rande des Eises.
5. Von Stürmen verwehtes Material, das auf dem Gletscher aufgewirbelt oder über ihn hinweg gefegt wurde.
6. Zwischen- oder nacheiszeitliche Windablagerungen.

Mit den Erklärungsmöglichkeiten 4 bis 6 rücken die Ablagerungen aber schon in die Gruppe eisnaher (periglazialer) und äolischer Bildungen.

Welche von den aufgezählten Möglichkeiten tatsächlich zutrifft, entzieht sich noch der Kenntnis und wird sich nicht so leicht entscheiden lassen. Hier kann nur intensive Weiterarbeit zum Ziele führen. Vorläufig möchte ich aber doch diese Sande als glazial beeinflusste Bildungen betrachten und in ihnen zwar bescheidene, aber sehr bezeichnende und wegen der Höhenlage bemerkenswerte Spuren des Innegletschers erblicken. Vielleicht gelingt es mit der

<sup>17)</sup> Deutliches Aufbrausen erfolgt erst bei einem Kalkgehalt von 3% aufwärts. Selbst ein Zehntel dieses Minimalwertes kann aber schon genügen, um floristisch zum Ausdruck zu kommen.

Zeit, in ihrer Gesellschaft auch in hochgelegenen Vorkommen kristalline Geschiebe nachzuweisen.

Die Anwesenheit auf dem nach bisheriger Vorstellung vom Innegletscher nicht mehr erreichten Gipfel der Hohen Munde spricht nicht gegen die glaziale Deutung dieses Vorkommens, wenn man überlegt, daß gegenüber dem höchsten Fund an der Innsbrucker Nordkette bei 386 m Höhenunterschied auf über 25 km Entfernung ein durchschnittliches Eisgefälle von nur 15‰ resultiert. Dieses an sich geringe Gefälle kann durch den plötzlichen starken Eisabgang über die Seefelder Senke bedingt sein.

Der Vollständigkeit halber kann hier daran erinnert werden, daß O. Ampferer (10, S. 80) in Spalten und Vertiefungen des Staner Joch-Gebietes feine Sande mit hellen Glimmerblättchen von nur etwa  $\frac{1}{100}$  mm Durchmesser gefunden hat, die er für Lößverwehungen aus dem Inntal gehalten hat. Für die viel größeren Glimmer (bis über 0,5 mm) der Hohen Munde und des Karwendelgebietes ist die Bezeichnung Löß jedoch nicht anwendbar.

Der helle Glimmer, der neben dem dunklen eine wichtige Kaliquelle für die Pflanzenwelt darstellt, ist wohl nur deshalb in Menge erhalten geblieben, weil er schwer verwittert, schwerer als der Feldspat. Gegen natürliche Umbildungsprozesse ist der Muskovit sehr widerstandsfähig.

Jedenfalls verdienen diese Quarz-Glimmer-Ablagerungen noch ein genaueres Studium hinsichtlich ihrer Verbreitung, Korngröße und mineralischen Zusammensetzung. Sie sind nicht nur glazialgeologisch wichtig, auch dann, wenn man in ihnen nur eine periglaziale Ablagerung sehen will, sie sind auch bodenkundlich und für den Pflanzengeographen von Interesse.

### 3. Erratika früherer Vereisungen.

In der regionalen Beschreibung der Vergletscherungsspuren wurde grundsätzlich so vorgegangen, als ob der Innegletscher ein einmaliges Ereignis gewesen wäre. Es wurden bezüglich der einzelnen Eiszeiten, denen diese Spuren entstammen können, keine Unterschiede gemacht. Eine solche Unterscheidung läßt sich bei den angeführten, meist in großen Höhen vorkommenden Belegstücken auch gar nicht erbringen, wiewohl gerade das südliche Karwendelgebirge die Gliederung der Eiszeitablagerungen im Innern der Alpen ermöglicht hat. Bekanntlich haben die an den Hängen nördlich von Innsbruck erschlossenen Lagerungsverhältnisse zur Aufdeckung von drei Grundmoränensystemen (Mindel, Riss, Würm) und den zwei sie trennenden Zwischeneiszeiten geführt. Unbeschadet anderer Deutungsmöglichkeiten handelt es sich hier bei den Moränen aus früheren Vergletscherungen zwar um höchst wichtige und daher viel studierte, aber so wenig verbreitete Gebilde, daß sie im Rahmen dieser Arbeit übergangen werden konnten.

Reste einer früheren Vereisung lassen sich nur dann einwandfrei erkennen, wenn sie in einem einzelbaren Profil auftreten. Das gilt also hauptsächlich für die älteren Moränen und für die verhältnismäßig seltenen (nur an bestimmten Stellen etwas häufi-

geren) eingebackenen kristallinen Komponenten in der Höttinger Breccie und gleichalterigen Bildungen. Bei lose gefundenen Geschieben läßt sich keine Altersfeststellung treffen. Man faßt sie daher besser als Überbleibsel der letzten Großvergletscherung auf. Auch materialmäßig kann es keinen Unterschied geben, weil die Einzugs- und Abtragungsgebiete annähernd dieselben geblieben sind.

Darüber kann kein Zweifel sein, daß weitaus die meisten erraticen Geschiebe vom Innngletscher der Würmeiszeit gebracht oder verlagert worden sind. Es besteht durchaus die Möglichkeit, daß ein Teil aus den Ablagerungen einer vorangegangenen Eiszeit oder Zwischeneiszeit — etwa aus aufgearbeiteter oder zerfallener Höttinger Breccie — übernommen und umgelagert werden konnte. Man muß auch O. Ampferer beipflichten, wenn er schreibt (10, S. 67): „Mancher gut versteckte Block mag auch noch von den älteren Eiszeiten herkommen.“

Entsprechend der für die einzelnen Eiszeiten nachgewiesenen ungleichen Erstreckung der Alpengletscher in das Vorland hinaus, hat man innerhalb der Alpen mit verschieden hohem Hinaufreichen des Eises zur Zeit des jeweiligen Höchststandes gerechnet. Es ist aber nicht sehr wahrscheinlich, daß sich einige Kilometer Unterschied in der Längserstreckung so weit alpeneinwärts höhenmäßig noch geltend machen konnten.

Die früher weiter hinauf reichende Höttinger Breccie enthält beispielsweise am Gerschrofen südlich der Seegrube noch auf 1760 m Höhe kristalline Stücke. Die Entstehung dieser Ablagerung aus Hangschutt spricht dafür, daß diese Stücke einen Abwärtstransport mitgemacht haben. Das setzt ein hohes Hinaufreichen des geschiebeführenden Eises voraus. Auch einzelne in großer Höhe liegende Erratika kämen in Betracht, besonders das Fundstück an den Gleierschköpfeln östlich vom Hafelekar (vgl. Seite 183). Auch die im vorigen Kapitel beschriebenen Quarz-Glimmer-Sande auf den Gipfeln der Hohen Munde könnte man hier anführen, ebenso die erraticen Geschiebe in den Schottern des Risstales.

H. v. Wolf (27, S. 257) war beinahe noch im Zweifel, ob die für die damalige Kenntnis ungewöhnlich hochgelegenen Funde am Tschirgant in 2340 m Höhe, ferner an der Reitherspitze (damals 2120 m) und nördlich des auf 2085 m eingesenkten Lafatscher Joches doch der letzten Vergletscherung zugeschrieben werden dürfen, fand aber Gründe gegen die Annahme eines höheren Alters. Nachdem aber nun alle diese Funde nicht mehr übermäßig hoch erscheinen und teilweise schon wieder übertroffen sind, kommen sie als Zeugen einer älteren Eiszeit nicht mehr in Betracht.

#### 4. Leitgeschiebe und Stromlinien.

Die verschiedenen Amphibolite, Gneise und Glimmerschiefer, die weithin in gleicher Ausbildung vorkommen und die Hauptmasse der fremden Innngletscher-Geschiebe stellen, haben ein zu großes Verbreitungsgebiet, als daß man ihnen die genauere Herkunft noch ablesen könnte. Es wäre dazu in den meisten Fällen ein vielleicht gar nicht immer zum Ziele führender mikroskopischer Vergleich

mit dem Kristallin der in Betracht kommenden Einzugsgebiete notwendig, wobei es hauptsächlich auf akzessorische Bestandteile ankäme.

Es gilt deshalb unter den vielen Gesteinsarten auch solche ausfindig zu machen, die — petrographisch gut gekennzeichnet — ein sicher feststellbares Heimatgebiet von eng umgrenzter Ausdehnung haben. Sie geben das Material für die Leitgeschiebe, mit deren Hilfe sich die Stromlinien des Inngletschers einigermaßen rekonstruieren lassen.

In dieser Hinsicht ist der an den grünen Oligoklasen und an den bronzefarbenen anwitternden Biotiten leicht kenntliche Juliergranit aus dem obersten Innggebiet am frühesten aufgefallen. Wie A. Penck (16, S. 51) schreibt, hatte ihn Adolf Pichler auf einige Stücke dieses Gesteines aus der Umgebung von Innsbruck aufmerksam gemacht, die G. Theobald als Abkömmlinge des Engadin erkannte. Damit war die Grundlage für die Beurteilung der Stromlinien des Inngletschers geschaffen, über die man aber nicht hinausgekommen ist. Die Verbreitung dieser typischen Gesteinsart ist beträchtlich. Sie läßt sich durch das Oberinntal über Imst, das Mieminger Plateau und Telfs einerseits in die Seefelder Senke (Wildmooser Alpe und Gießenbachtal) und nach A. Penck an die Westseite der Weitung von Mittenwald verfolgen, andererseits über Hochzirl entlang der Südabdachung der Innsbrucker Nordkette in das Unterinntal. Man findet sie unterhalb der Höttinger Alpe auch in der interglazialen Höttinger Breccie eingeschlossen. Von einem Fundstück südlich des Inn (beim Lemmen-Hof, östlich der Sillschlucht) ist es fraglich, ob es nicht aus Innschottern stammt, wie es bei einem Findling südöstlich von Solbad Hall (oberhalb Villa Waldegg) der Fall war. Mit diesen Verbreitungsangaben läßt sich aber doch schon belegen, daß Stromteile aus dem Engadin sowohl das Tor von Mittenwald passierten, als auch durch das Unterinntal ihren Weg nahmen.

Ein Serpentinegeschiebe im Gießenbachtal (Seefelder Gruppe) weist nach dem Unterengadin als Heimatbereich.

Eine andere noch gut kenntliche erratische Komponente sind die grünlichen Diabasschiefer aus den Bündner Schiefen des obersten Inntales. Sie sind mir hauptsächlich im Bereich der Hohen Munde aufgefallen.

Eine als Findling äußerst seltene Type sind Gesteine, die von den dichten, dunklen Adern der sogenannten Gang- oder Schmelzmylonite (Pseudotachylite) durchzogen sind. Ein derartiger Block wurde S. 161 von der Puit-Alpe am Südrand des Wettersteingebirges erwähnt. Diese auffällige Gesteinsausbildung trifft man im Silvretta-Kristallin am Nord- und Westrand des Engadiner Fensters. Das Verbreitungsgebiet des Anstehenden ist hier eine lange, aber ganz schmale Zone an der linken Flanke des Inngletschers. Die Stromlinie führte offenbar an der Mieminger Kette entlang und hielt sich an die westliche Umrandung der Seefelder Senke. Eine fächerförmige Verteilung wie beim Juliergranit ist nicht zu erwarten.

Mit derselben oder mit einer engebenachbarten Stromlinie dürfte ein ebenfalls am Südrand des Wettersteingebirges unterhalb der Wang-Alpe aufgelesener Diabas-Porphyr eingewandert sein, der in einer ganz feinkörnigen graugrünen Grundmasse bis 1 cm lange, weiße, teilweise gekreuzte Feldspatleisten zeigt. Er stammt wohl aus einem der vielen Gänge in der Einfassung des obersten Inntales.

Auch von einigen anderen Gesteinstypen, die in der Seefelder Senke aus der großen Masse durch ihre Seltenheit oder durch ungewohnte Ausbildung hervorstechen und sich möglicherweise als Leitgeschiebe eignen würden, ließ sich das Anstehende nicht ermitteln.

Bemerkenswert ist der Fund eines Granites mit dunkelrotem Feldspat in der Grundmoräne oberhalb Hochzirl. Das ist ein Gestein, das in Tirol nicht vorkommt und nur aus dem Oberegadin stammen kann. Nach H. P. Cornelius<sup>18)</sup> gleicht das Gestein makroskopisch ganz den roten Alkaligraniten, wie sie in der Bernina-Gruppe am Piz Surlej und jenseits (nördlich) des Inn am Piz Lagrev (hier in einer Reihe von Gängen und kleinen Stöcken) und vereinzelt auch am Piz Julier auftreten.

Vorzüglich eignen sich als Leitgesteine die Eklogite des mittleren Öfztales, vorausgesetzt, daß man sie nicht mit Amphiboliten verwechselt.

So konnte die immer noch ganz unzulängliche und unbefriedigende Kenntnis der Stromlinien des Inngletschers ein wenig bereichert werden. Es bedarf hierzu eingehender, eigens darauf gerichteter Untersuchungen des erratischen Bestandes und kartenmäßiger Festlegung der Fundplätze wirklich leitender Gesteinstypen. Es gehören aber dazu nicht nur petrographische sondern auch gute regionalgeologische Kenntnisse des in Frage kommenden Einzugsgebietes, die man sich erst auf vielen Exkursionen erwerben kann. Davon sind wir aber bei dem derzeitigen Stand dieses hierzulande vernachlässigten Zweiges der Glazialgeologie noch weit entfernt. Die Bemühungen der Flachlandgeologen sollten hierin als Vorbild dienen, zumal gerade beim Inngletscher viel exaktere Feststellungen möglich sein müßten als etwa in Norddeutschland.

Immerhin läßt sich aber schon erkennen, daß die im obersten Inngiebel entnommenen Geschiebe trotz bedeutender Eisabgaben in die Kalkalpen teilweise mit dem Hauptstrang des Inngletschers weit unterhalb Innsbruck gelangen konnten. Linke Teile des Eisstromes sind durch die Seefelder Senke abgegangen. Die Abflußmöglichkeit durch diese im Süden so breite Lücke darf jedoch nicht überschätzt werden. Die Arnspitzen standen hier als gewaltiges Hindernis einem glatten Durchfließen hemmend im Wege und die Pfeiler des Tores von Mittenwald zwangen die Eismasse zum Durchtritt durch ein verhältnismäßig enges Profil. Dazu kommt noch, daß der Gletscher die Stufe vom Inntal auf die Paßhöhe zu überwinden hatte, was durch Aufwärtskriechen und nicht etwa durch Ab-

<sup>18)</sup> Schriftliche Mitteilung.

scheerung oberer Teile erfolgte. Hierzu auch A. Penck (25, S. 304). Über der Seefelder Senke muß es infolgedessen zu Stauungen der Eismassen und zu Stockungen beim Abfließen gekommen sein. Sonst könnte auch der Juliergranit nicht im Ablagerungsschutt zweier Gletscherbahnen aufscheinen. — Die äußersten Stromteile der linken Seite konnten schon weiter stromauf, hauptsächlich durch das Tal des Fernpasses, abzweigen. Manche Gletscherkomponenten sind somit gar nicht mehr in den Bereich des Karwendelgebirges gelangt.

##### 5. Das Verhältnis zwischen Ferneis und Eigenvergletscherung.

Ungelöst ist noch immer das Verhältnis der Kalkalpengletscher zum Inn-gletscher. Es knüpft sich daran eine ganze Menge von Fragen und Problemen, zu deren Beantwortung die Befunde in den untersuchten Teilen des Karwendelgebirges einiges beitragen können.

Zweifellos war das Karwendel vergletschert, als der allein einigermaßen faßbare würmeiszeitliche Inn-gletscher nahte. Die hoch-eiszeitliche Schneegrenze lag damals sehr tief, rund 1200—1300 m unter der gegenwärtigen, die hier über allen Gipfeln auf etwa 2750 m anzusetzen ist.<sup>19)</sup> Man darf aber daraus nicht folgern, daß das Karwendelgebirge in einen Eispanzer gehüllt war. Man kann sich aber vorstellen, daß in Ermangelung großer, flacher Firnsammelgebiete hauptsächlich zahlreiche Kar- und Hängegletscher vorhanden waren, die zusammen mit Lawinen in den wenigen großen, aber steilwandigen und schattigen Karwendeltälern die Talgletscher speisten. Diese reichten wahrscheinlich gar nicht bis an die Talmündungen vor.

O. Ampferer (9, S. 43) hielt es für zutreffend, daß der Inn-gletscher bei seinem Vorrücken in den Kalkalpen eisfreies, noch nicht von den Lokalgletschern besetztes Gebiet antraf. So unwahrscheinlich das klingt, der Inn-gletscher war trotz viel längerer Wegstrecke früher in den Mündungsgebieten und äußeren Teilen der Kalkalpentäler als die einheimischen Gletscher. Ampferer (9, S. 47) hat das durch das Höhenverhältnis der damals in Hochstellung befindlichen Zentralalpen gegenüber den gesenkten Kalkalpen zu erklären gesucht. Er konnte (S. 41/42) am Beispiel des Eppzirler Tales in der Seefelder Gruppe zeigen, daß der Inn-gletscher der Würmeiszeit schon einen relativ hohen Stand erreicht hatte, während der Eppzirler Gletscher noch ein gutes Stück weiter talein endete; so daß zwischen beiden eine eisfreie Zone blieb, die ein durch Bändertone überlieferter Stausee einnahm. Mit dem Anwachsen des Ferneises wurde der See allmählich verdrängt. Ampferer hatte aber zeitlebens angenommen, daß die Eigenvergletscherung der Seefelder Gruppe das Eindringen des Ferneises in das tief eingreifende, nach Norden geöffnete Eppzirler Tal verhindern konnte und daß der innere Talraum nie von fremdem Eis betreten wurde. Die erratischen

<sup>19)</sup> Vgl. R. v. Klebelsberg: Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. Berichte des Naturwiss.-med. Vereines in Innsbruck, 47. Bd. 1939/46, S. 12.

Geschiebe bei der Eppzirler Alm bezeugen nun aber gerade das Gegenteil (vgl. S. 166).

Weitere Beweise, daß manche Täler an ihrer Mündung von keinem eigenen Gletscher besetzt waren, sind überall dort gegeben, wo Fernmoräne ohne Zwischenschaltung von lokalem Schutt den Fels überlagert. Das zeigt, daß der Inngletscher eisfreie Täler oder wenigstens Talabschnitte antraf, die er von Grund auf mit seinem Schutt verbauen konnte.

Das vorrückende Inntaler Eis bewegte sich auf die lokalen Eismassen zu und schob sich darüber hinweg. Von einem Entfernen, Wegschieben, Herausheben oder gar Unterschieben durch das Ferneis, wie man es früher annahm, kann keine Rede sein. Das wäre nur bei ganz besonderen Formverhältnissen des Untergrundes und für Hängegletscher denkbar. Im allgemeinen waren es Eisüberschiebungen. Maßgebend ist hierfür jeweils der Überdruck, der auch sehr wohl auf Seite der steilbahnigen Lokalgletscher sein konnte. In solchen Fällen wurde das Ferneis von dem vorstoßenden Karwendeleis überschoben. Auf diese Weise konnte es zu regelrechten Verzahnungen in der Grenzzone kommen.

Der schwellende Inngletscher hat aber schließlich an den Rändern des Karwendelgebirges einen Hochstand erreicht, der eine unabhängige Eigenvergletscherung ausgeschlossen erscheinen läßt. Lediglich in den zentralen Teilen blieb diese selbständig oder sie wurde nur indirekt von außen her beeinflußt, was ein Höherrücken und eine Verflachung der Eisoberfläche zur Folge hatte.

Es geht nun hauptsächlich darum, ob Ferneis in das Innere des Karwendelgebirges überhaupt einzudringen vermochte oder ob dieses zur Hocheiszeit von eigenen Gletschern besetzt gehalten wurde, die den Zutritt verwehrten. Darüber kann es nun keinen Zweifel mehr geben, daß Ferneis in die großen Karwendeltäler gelangen konnte.

Die Verfolgung der eiszeitlichen Spuren im Karwendelgebirge hat weiterhin gezeigt, daß es hier überhaupt keine großen Täler gibt, in welche das Ferneis nicht hätte eindringen können. Das wird durch die kristallinen Geschiebe eindeutig bezeugt. Wenn auch im Talgrund eine stattliche Eiszunge lag, mußte doch irgendwie darüber hinweg geschiebeführendes Fremdeis weit in die Täler eingedrungen sein. Wie immer man ein solches Eindringen sich auch vorstellen mag, durch die Talmündung herein oder über Jöcher und Senken in den Hintergründen der Täler, allein die Anwesenheit erratischen Kristallins spricht dafür, daß die Eigenvergletscherung doch nicht sehr bedeutend war.

Durch Eisstau schollen freilich die Karwendelgletscher allmählich so hoch, daß sie zeitweise durch Kerben in benachbarte Gebiete abfließen konnten. Beispiele hierfür liefern das Bäralpi in der Vorderen (Nördlichen) Karwendelkette und der Plumssattel im obersten Ribtal. Vermutlich floß auch Eis über den Brunnsteinanger in das Tor von Mittenwald. Die meisten Täler waren über die Jöcher hinweg durch ein Eisstromnetz miteinander ver-

bunden, so das Hinterautal durch die Senke von Überschall mit dem Vomper Tal und das Karwendeltal über den Hochalmsattel mit dem Johannestal, dieses wieder mit dem Laliderer Tal, von hier zum Engtal. Letzteres und das Ribtal standen über den Plumssattel mit dem Gerntal in Verbindung.

A. Penck (18, S. 305) schloß aus dem angeblichen Fehlen erraticischer Geschiebe, daß das Ferneis im Tor von Mittenwald zu beiden Seiten von kalkalpinen Gletscherkomponenten flankiert war. Demnach sollte nicht das Eis des Inngletschers sondern das aus dem Karwendelgebirge stammende die Ostseite der Mittenwalder Enge in einer Breite von 0,9 km passiert haben. Das mag vielleicht zeitweilig so gewesen sein. Meines Erachtens ist Penck darin doch zu weit gegangen und hat sich zu sehr von theoretischen Erwägungen über den Verlauf der Stromlinien leiten lassen. Die wenigen bisher bekanntgewordenen zentralalpinen Findlinge aus diesem Gebiete sind ganz verlässliche Anhaltspunkte dafür, daß der Inngletscher sich am Westabbruch der vereinigten Karwendelketten zwischen Scharnitz und Mittenwald unmittelbar auf Felsgrund entlang bewegte. Ebenso machen im Puittal am Südabfall des Wettersteinzuges gefundene Geschiebe wahrscheinlich, daß hier der aus dem Gaistal kommende Ast des Inngletschers mindestens knapp an den Felswänden vorbeiströmte, jedenfalls ohne Zwischenschaltung einer nennenswerten Zone von begleitendem Wettersteineis. Auch daran kann man die Überlegenheit des Ferneises deutlich erkennen.

Die am Ende jeder Eiszeit eingetretene Klimabesserung mit Hebung der Schneegrenze mußte sich an den Kalkalpengletschern früher auswirken als beim Ferneis. Es war also nicht etwa so, daß der Inngletscher zusammenschumpfte und gleichzeitig die Karwendelgletscher sich ausdehnen konnten. Aber auch der umgekehrte Fall, daß beim Schwinden der Karwendelgletscher die Abkömmlinge des Inngletschers in die freigegebenen Gebiete nachstießen, trat nicht ein. Im eisfrei gewordenen Zwischengebiet kann man sich schmale Eisseen vorstellen, deren Verbreitungsgebiet durch Bänderton-Ablagerungen gekennzeichnet ist.

## 6. Zur Frage der „abgeirrten“ Geschiebe.

Mit dem erörterten Verhältnis zwischen Ferneis und Eigenvergletscherung hängt auch das Vorkommen der sogenannten „abgeirrten“ Geschiebe zusammen. Wörtlich genommen, haben alle erraticischen Geschiebe als verirrt oder abgeirrt zu gelten. A. Penck (19 und 21) hat diesen Ausdruck bei jenen Gesteinsstücken angewandt, die abseits der großen Gletscherbahnen gefunden wurden. Um nun aber doch dieses Vorkommen an sehr entlegenen Plätzen erklären zu können, sah sich Penck zu komplizierten Annahmen gezwungen. Innerhalb des untersuchten Gebietes handelt es sich um die bereits im Regionalen Teil erwähnten Fälle.

Penck (19, besonders S. 355) hat an einer Reihe von Fällen zu zeigen versucht, daß ein seitliches Abirren zentralalpiner Materia-

les in die Seitentäler hinein stattfand. Als sich beim allgemeinen Schwinden der Vergletscherung die Karwendelgletscher vom Ferneis lösten, sammelten sich in den eisfrei gewordenen Lücken die Wässer zu Stauseen. Das Ferneis hätte dann aber von unten her in die Täler eindringen können und bei dieser Gelegenheit hätten sich die zentralalpinen Geschiebe in die Seitentäler hinein verirrt, die bis dahin ihr eigenes Eis dem Hauptgletscher zusandten.

Penck stützte sich dabei namentlich auf die Verhältnisse im Rißgebiet, wo damals nur die Erratika im Tortal südlich Hinterriß, im Leckbachgraben nördlich Hinterriß und im Fermersbachtal bekannt waren. Weil Penck an den von H. v. Wolf vermuteten „unerweisbaren“ (18, S. 324) Übergang zentralalpiner Eises über den Sattel der Ferein-Alm nicht glauben konnte, mußte er 1925 annehmen, daß die kristallinen Geschiebe „aus dem Isartal von unten her in das Rißgebiet einwanderten“. Das nötigt zur Annahme eines vom Inn—Isar-Gletscher im Längstal über Vorderriß abzweigenden Gletscherastes, der dem weichenden Rißtal-Gletscher talein und bergauf gefolgt sein müßte. Und noch im Jahre 1930 schrieb Penck (21, S. 133), „daß Eis vom Isartale aufwärts ins Fermersbachtal eindrang.“ F. Trusheim (26, S. 54) hat dieser Meinung beigepllichtet.

Nur E. Fels (12, S. 50) war der richtigen Ansicht, daß man dabei dem Haupttalgletscher überaus große Leistungen zumutet, und hielt eine genaue Nachprüfung für notwendig. Durch den inzwischen einwandfrei erbrachten Nachweis des Eisübertrittes über die Ferein-Alm hat sich statt dieser reichlich gezwungenen und unbefriedigenden doch die so nahe liegende natürliche Lösung finden lassen. Man muß sich nachträglich wundern, zu welchen komplizierten Konstruktionen und Umwegen Zuflucht genommen wurde, weil der einfache Weg nicht rechtzeitig bewiesen werden konnte. Für die Geschiebe des Fermersbachtals läßt sich ein günstigsten Falles mindestens 8 km längerer und ganz unwahrscheinlicher Weg nordseitig um die Soiern-Gruppe herum errechnen. Hätte Penck gewußt, wie weit die kristallinen Geschiebe in das obere Rißtal hinauf zu finden sind, wäre er gewiß zu einer anderen Lösung gekommen.

Penck hat aber auch die in der Weitung östlich von Mittenwald im Bereich des Gassellahnbach- und Seinbachtals vorkommenden kristallinen Geschiebe als „abgeirrt“ erklärt. Hier sind sie aber doch häufiger, als man es bisher annahm, und überdies stellen sie die Verbindung zu den genannten Stücken im Fermersbachtal her.

Ferner sei ein solches seitliches Abirren besonders an den bei Scharnitz mündenden Karwendeltälern festzustellen, deren Mündungsbereich mit zentralalpinem Material überstreut ist. Auch hier liegen die Spuren des Ferneises viel dichter und reichen bedeutend höher, als es Penck bekannt war. Wiewohl er selbst kristallines Material über den Erlsattel hinauf verfolgt hatte, wollte er nicht glauben, daß die bei der Amtssäge vorhandenen Erratika

von dort durch das Grobkristen-Tal eingewandert sind. Auch in diesem Fall sollte das zentralalpine Material durch einen bis Grobkristen talein und aufwärts gedrungenen Teil des Seefelder Astes gestrandet worden sein. E. Fels (12, S. 47/48) hielt das bereits für ausgeschlossen und die neuen Funde lassen daran nicht mehr zweifeln.

Nach Penck sollen solche abirrende Geschiebe nur tief unten in den Tälern und stets in der Nähe von Stauseebildungen vorkommen. Das trifft in dieser Allgemeinheit nicht zu.

In Anlehnung an eine derartige Verknüpfung von erraticem Material mit Stausee-Ablagerungen könnte man auf den Gedanken kommen, daß eine Weiterverfrachtung von Gesteinsschutt auf dem Wasserwege möglich war, nämlich mit Hilfe von Treibeis. K. Troll<sup>20)</sup> und O. Ampferer (10) haben für Vorkommen im Inntalraum zu dieser Erklärung gegriffen, weil nur dadurch die Einstreuung großer Blöcke in feinkörnige Seeablagerungen zu erklären war. Das mag gewiß in weiten Tälern zutreffen. In den schmalen Karwendeltälern war aber während des Gletscherrückzuges für Stauseen wenig Platz und man kann sich hier einen Transport der Erratika durch triftende Schollen kalbender Eiszungen und überdies talein nicht gut vorstellen, abgesehen davon, daß für Stücke, die in größeren Höhen (Ferein-Alm) gefunden werden, niemand die Existenz von Eisseen ernstlich in Betracht ziehen wird. Penck (20, S. 5/6) hatte vermutet, daß im Fermersbachtal, als dieses durch die im Riß- oder im Isartal gelegenen Eismassen verschlossen war, sich ein Stausee bildete, in dem die vom Isargletscher herangebrachten zentralalpinen Geschiebe „durch schwimmendes Eis verbreitet wurden.“

Nachdem nun also diese sogenannten abgeirrten Geschiebe gar nicht mehr so vereinzelt und nicht weitab von der Masse der übrigen Ferngeschiebe auftreten, wie Penck nach den spärlichen ersten Funden annehmen mußte, sondern sich als Glieder ganzer Ketten von erraticen Geschieben erweisen und teilweise sogar noch im Verbands von typischer Grundmoräne angetroffen werden, besteht keine Veranlassung, ihnen eine Sonderstellung einzuräumen. Es gibt im Karwendelgebirge meines Erachtens keine glazialen Geschiebe, deren Herbeischaffung sich nicht durch ganz gewöhnlichen Ferneistransport erklären ließe.

Nach Penck (18, S. 306, und 19, S. 356) zeigen diese abgeirrten Geschiebe keine Stromlinien an, sondern nur, wie weit das Ferneis beim Rückzug sich noch ausbreiten konnte, als die Zuflüsse der Karwendelgletscher aufhörten. Mit der Ablehnung der Lehre von den abgeirrten Geschieben läßt sich diese Anschauung nicht mehr aufrechterhalten. Auch die vermeintlich abgeirrten Stücke eignen sich so gut wie alle anderen vom Gletscher gebrachten zur Rekonstruktion der allgemeinen Stromlinien.

<sup>20)</sup> K. Troll: Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde, 23. Bd. Stuttgart 1924.

### C. Zusammenfassung der Ergebnisse.

Die Eigenvergletscherung des Karwendelgebirges war verhältnismäßig gering. Der vorrückende Inngletscher traf noch eisfreie Gebiete an. Dadurch war es ihm möglich, an mehreren Stellen in das Innere des Karwendelgebirges einzudringen. Die lokalen Gletscher wurden vom Ferneis überwältigt und gestaut. Die Täler waren auf diese Weise durch ein Eisstromnetz verbunden.

Das Karwendelgebirge war zur Hocheiszeit allseitig von Ferneis umgeben, teils vom Inngletscher selbst, teils von dessen Abzweigungen (Isar- und Achengletscher).

Zwischen der Mieminger Kette und dem Wettersteingebirge floß vermutlich ein Teilstrom des Inngletschers aus dem Fernpaßbereich zur Seefelder Senke.

Auch nach dem Durchgang durch das Tor von Mittenwald reichte der sich verbreiternde Seefelder Ast des Inngletschers noch so hoch, daß er den Sattel der Ferein-Alm (1430 m) nordöstlich Mittenwald überschreiten und in das Rißtal gelangen konnte.

Wahrscheinlich bestand sogar eine durchgehende Ferneisverbindung an der Tiefenlinie zwischen Hochkarwendel und Vorkarwendel von Mittenwald über die Ferein-Alm zum Rißtal und von diesem über den Plumssattel ins Gerntal und damit zum Achenseegebiet. Die erratischen Funde im oberen Rißtal sprechen dafür, daß Ferneis auch von Osten her in das Rißtal einströmen konnte.

Die erratische Obergrenze des Inngletschers konnte neuerlich höher geschraubt werden. Die wichtigsten neuen Fundplätze kristalliner Geschiebe sind:

Mieminger Kette: Ostabfall der Hohen Munde auf 2100 m.

Wettersteingebirge: Karljoch (Scharnitzjoch): 2050 m.

Seefelder Gruppe: Reitherspitze: 2220 m.

Eppzirler Alm.

Brunstkopf (Karlgrat): 1920 m.

Weinger-Tal.

Karwendelgebirge engeren Sinnes:

Groß-Kristen.

Gleißerschtal: Umgebung der Amtssäge.

Hinterautal: bis Jagdhaus Hubertus,

Kamm des Reps.

Karwendeltal: bei der Larchet-Alpe (möglicherweise eingeschleppt).

Zwischen Scharnitz und Mittenwald: Oberhalb Scharnitz am Aufstieg zum Brunstein.

Oberhalb der Brunstein-Hütte auf 1600 m,

Hofhöhe im Leiterwald südlich Mittenwald.

Östlich und nordöstlich von Mittenwald:

Im Dammkar auf 1640 m.

Seinsgraben: am Jägersteig 1240 m.

Ferein-Alm-Sattel (1430 m).

**Rißtal und Nebentäler:**

Am Fermersbach auf 1150 m.

Rontal.

Tortal.

Neunerreisen am Ausgang des Johannes-Tales.

Labboden im innersten Rißtal.

Westliches Lamsenjoch (1933 m).

**Innsbrucker Nordkette:**

Großer Solstein 1920 m.

Heechenberg bis 1850 m.

Brandjochboden 1970 m.

Gleierschköpfl östlich vom Hafelekar 2275 m.

Höchstgelegener Fund!

**Bettelwurfkette:** Oberhalb der Hinterhorn-Alpe (Walder Zunterkopf-Ost) auf 1960 m (unbestimmbares Stück). Eindeutiges Kristallin bis 1870 m.

**Vomper Loch:** Südwestlich der Hudderbank.

**Hochnißl-Gruppe:** Vomper Joch auf 1680 m.

Für Quarz-Glimmer-Sande in großen Höhen wird glaziale oder wenigstens eisnahe Entstehung vermutet und ihre Verwendungsmöglichkeit als Ersatz für Erratika in Betracht gezogen.

Daß die hoch gelegenen Erratika aus einer früheren Vereisung stammen sollen, ist unbewiesen.

Die Annahme, daß beim allgemeinen Gletscherrückzug das Feneis in eisfrei gewordene Seitentäler nachstieß, ist nach den neuen Befunden unnötig geworden und wird abgelehnt. Jedenfalls kann das durch die erratischen Geschiebe allein nicht bewiesen werden. Die sogenannten „abgeirrten“ Geschiebe werden daher als gewöhnliche, Stromlinien anzeigende Erratika betrachtet.

Abgeschlossen im März 1949.

**Karten- und Literatur-Verzeichnis.****Topographische Karten.**

Karte des Karwendelgebirges 1:25.000 (Alpenvereinskarte): Westliches Blatt (Mittenwald—Zirl), Mittleres Blatt (Hinterriß—Innsbruck), Östliches Blatt (Achensee—Schwaz).

Topographische Karte von Bayern 1:25.000: Nr. 880 (Mittenwald), 881 (Karwendelspitze), 890 (Scharnitz).

Provisorische Ausgabe der Österr. Karte 1:50.000: Nr. 117, 118 und 119.

Topographischer Atlas von Bayern 1:50.000: Nr. 97 (Mittenwald) und 98 (Scharfreiter).

Österreichische Spezialkarte 1:75.000: Nr. 5046 (Zirl—Nassereith) und 5047 (Innsbruck—Achensee).

Freytag-Berndts Touristen-Wanderkarte 1:100.000: Blatt 33 (Umgebung von Innsbruck).

Freytag-Berndt: Alpenkarte 1:100.000: Blatt 34/32 (Füssen—Schwaz).

Karte des Deutschen Reiches 1:100.000: Nr. 664 (Tegernsee), 672 (Mittenwald) und 673 (Vereins-Alpe).

## Geologische Karten.

Oesterreichische Geologische Spezialkarte 1:75.000: Nr. 5046 (Zirl—Nassereith) und 5047 (Innsbruck—Achensee). Aufgenommen von O. Ampferer. Ausgegeben 1912.

Geologische Karte der Mittlenwalder Karwendelmulde. Aufgenommen von F. Trusheim. Erschienen 1930.

## Schriftenverzeichnis.

Die Literatur wird im Text mit eingeklammerten Nummern und Seitenzahlen zitiert. Aufgenommen sind jene Arbeiten, auf die im Text mehrmals Bezug genommen wird. Nur einmal erwähnte Abhandlungen erscheinen in den Anmerkungen (Fußnoten).

1. Ampferer, O. und Hammer, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 48. Band, 1898. Wien 1899.

2. Ampferer, O.: Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. Wien 1902.

2a. Ampferer, O.: Bericht über die Neuaufnahme des Karwendelgebirges. Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. Wien 1902.

3. Ampferer, O.: Geologische Beschreibung des nördlichen Theiles des Karwendelgebirges. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 53. Bd., 1903. Wien 1904.

4. Ampferer, O.: Studien über die Inntalterrassen. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 54. Band, 1904. Wien 1905.

5. Ampferer, O.: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 55. Band, Wien 1905.

6. Ampferer, O.: Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 57. Band, Wien 1907.

7. Ampferer, O.: Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte, Blatt Zirl—Nassereith. Gedruckt 1913. Herausgegeben Wien 1924.

8. Ampferer, O.: Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte, Blatt Innsbruck—Achensee. Gedruckt 1913. Herausgegeben Wien 1924.

9. Ampferer, O.: Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletschern. Die Eiszeit, Zweiter Band, erstes Heft. Leipzig 1925.

10. Ampferer, O.: Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Math.-naturwiss. Klasse, 106. Band. Wien 1942.

11. Fels, E.: Die Kare der Vorderen Karwendelkette. München 1921.

12. Fels, E.: Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 202. Gotha 1929.

13. Klebelsberg, R. v.: Geologie von Tirol. Berlin 1935.

14. Klebelsberg, R. v.: Glazialgeologische Beobachtungen am Venet und Tschirgant im Oberinntal (Tirol). Zeitschrift für Gletscherkunde, Band 28, Berlin 1942.

15. Mutschlechner, G.: Aus der Geologie des Karwendelgebirges. In „Das Karwendel“, herausgegeben von Jos. Jul. Schätz. München 1937.

16. Penck, A.: Die Vergleichung der deutschen Alpen. Leipzig 1882.

17. Penck, A. und Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Erster Band. Leipzig 1909. Das Werk wurde in Lieferungen ausgegeben. Die erste Lieferung erschien bereits 1901, was für die Beurteilung der Erforschungsgeschichte zu berücksichtigen ist.

18. Penck, A.: Glazialgeologische Beobachtungen in den bayerischen Hochalpen. Sitzungsberichte der Preussischen Akademie der Wissenschaften, Physik.-mathem. Kl., XVII. Berlin 1925.

19. Penck, A.: Die Eiszeit in den bayerischen Hochalpen. Ebendort 1925.
20. Penck, A.: Salpausselkä in Oberbayern. Fennia 50, Nr. 28. Helsingfors 1928.
21. Penck, A.: Geographischer Führer durch das Tor von Mittenwald. Sammlung geographischer Führer, Band 4. Berlin 1930.
22. Pichler, A.: Beiträge zur Geognosie und Mineralogie Tirols. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Jahrgang 1876. Stuttgart 1876.
23. Rothpletz, A.: Das Karwendelgebirge. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Band 19. München 1888.
24. Schlagintweit, A. und H.: Neue Untersuchungen über die physikalische Geographie und die Geologie der Alpen. Mit einem Atlas. Leipzig 1854.
25. Sölch, J.: Geographischer Führer durch Nordtirol. Sammlung geographischer Führer, Band 1. Berlin 1924.
26. Trusheim, F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. Wissenschaftliche Veröffentlichungen des D. u. Ö. Alpenvereins. Innsbruck 1930.
27. Wolf, H. v.: Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achenseegebietes in Tirol. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München, XV. Band. München 1922.
28. Wolf, H. v.: Eiszeitstudien im Risser Gebirge. Ebendort, 17. Band. München 1924.