

DIE
EISZEITLICHE VERGLET-
SCHERUNG DER ALPEN

UNTER BESONDERER BERÜCK-
SICHTIGUNG DER OSTALPEN

VON R. VON KLEBELSBERG

SONDERABDRUCK AUS DER ZEITSCHRIFT
DES DEUTSCHEN U. ÖSTERREICHISCHEN
ALPENVEREINS 1913 (XLIV. BAND)

WIEN 1913
DEUTSCHER UND ÖSTERREICHISCHER ALPENVEREIN

HERGESTELLT DURCH F. BRUCKMANN A.-G. IN MÜNCHEN.

DIE EISZEITLICHE VERGLETSCHERUNG DER ALPEN UNTER BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER OSTALPEN

□ □

VON R. v. KLEBELSBERG

□ □

Alpinismus und Naturwissenschaft sind gute Freunde. Schon lange bevor das Bergsteigen selbst zum Zweck wurde, haben es Naturforscher praktisch ausgeübt; sie halfen den Alpinismus begründen und dieser förderte dann wieder alle Zweige alpiner Forschung. So eng verknüpft wie die Geschichte seiner Entwicklung ist der Alpinismus auch heute noch mit der Naturwissenschaft. Viele und zwar manchen der Besten führt sie ihm zu, noch mehreren aber weckt er tieferes Interesse und Verständnis für die Natur. Die Beziehungen wachsen mit der Gemeinschaft der Materie, sie sind am größten, wenn wir die alpine Naturerscheinung in ihren Grundlagen ins Auge fassen: im Bau und Bild des Gebirges.

DIE GLETSCHER IM HEUTIGEN BILDE DER ALPEN

Vom Bilde scheint uns nichts charakteristischer für das Hochgebirge als die Gletscher. Sie ziehen den Alpinisten von all der Schönheit wohl am meisten an und dünken ihn ein Wunder der Alpennatur. Wie aus einer anderen Welt schauen sie in die grüne Niederung der Täler herab; sie endigen im Bereiche blühender Alpenweiden oder des Waldes und immer wieder hat es etwas Merkwürdiges an sich, stundenlang an heißen Sommertagen über sie hinzuwandern. Das Gletscherphänomen liefert eben auch eins der interessantesten Kapitel spezifisch alpiner Naturwissenschaft. Es ist die Lage der Schneegrenze, die das Dasein dieser Eisströme bedingt, jenes Höhengürtels, oberhalb dessen im Laufe der Jahre mehr Schnee fällt als abschmilzt. So sammeln sich hier große Schneemassen an und sie müßten über alle Berge wachsen, wenn sie nicht allmählich, zu Firn und Eis verdichtet, unter dem Druck der eigenen Schwere ins Fließen gerieten. Sie strömen aus dem Sammel- oder Nährgebiete talab in die wärmeren Luftschichten unter der Schneegrenze, das Abschmelz- oder Zehrgebiet. Die Schnelligkeit des fließenden Wassers ersetzt der Gletscherstrom durch größere Tiefe und Breite. Mit ihm wandert der Schutt, der von den umgebenden Hängen auf den Gletscher gefallen oder bei der Bewegung vom Felsgrunde losgebrochen; am Rande der „Zunge“ bleibt er liegen, wallförmig gehäuft zu End- und Ufermoränen. Viel Material wird von den Schmelzwässern wieder fortgeschwemmt. Oft aber bewahren jene Moränen ihre ursprüngliche Lage; sie markieren dann den Gletscherrand eines bestimmten Zeitalters. Schon im Laufe weniger Jahre kann der Rand seine Lage wechseln, zurück- oder vorgehen, je nachdem der Betrag des Abschmelzens oder die Zufuhr aus dem Nährgebiete überwiegt. Ist der Gletscher einmal ein Stück zurückgewichen, dann können wir sehen, wie er seine Unterlage beeinflußt hat: der Fels ist in den Formen gerundet, die Oberfläche geschliffen und geschrammt, so wie die Blöcke in der Moräne.

FRÜHERE AUSDEHNUNG DER GLETSCHER □ □

So ausgeprägt ist die Eigenart des Moränenschuttes und der vom Eise bedeckt gewesenen Fläche, daß diese Charakterzüge der Gletscherlandschaft dem Touristen in Erinnerung bleiben, wenn er sie einmal genauer be-

trachtet hat. Er erkennt sie überall in der näheren Umgebung des Gletschers wieder. Seitwärts reichen die geschliffenen Formen hoch hinauf an den Hängen des Gletschertales, erst weit oben stoßen sie, längs einer auffallenden Grenze an schrofigen, ungeschliffenen Wänden ab, die in zackige Grate auslaufen. Der Gletscher hat also früher viel höher gereicht und das Tal in weit erheblicherem Maße erfüllt als heute; dementsprechend lag auch sein Ende weiter talabwärts; alte überwachsene Moränenwälle, runde, gescheuerte Felsbuckel und Gletscherschleife zeugen davon. Wie weit wir aber ins Tal hinuntersteigen, zu den Siedelungen und Kulturstätten der Menschen, zu den Dörfern und Märkten, dann auf dem großen Verkehrswege durch das reich bevölkerte, üppig bebaute Haupttal hinaus bis an den Rand der Alpen — fort und fort begleiten uns dieselben Spuren ehemaliger Gletschertätigkeit. Erst weit draußen im Alpenvorland verlieren sie sich. Hier, auf den Hochebenen nördlich der Alpen, sind schon vor hundert Jahren einzelnen Beobachtern die sogenannten Erratischen Blöcke aufgefallen, große Stücke fremdartiger Gesteine, die weder aus der Nähe stammen, noch durch das fließende Wasser herbeigeschafft worden sein konnten; vergesellschaftet mit ihnen große, wallförmige Schuttanhäufungen, die die Ebene um viele Meter überragen und Leben in ihre einförmige Fläche bringen. Geschliffene und geschrämte Geschiebe, Blöcke groß und klein, bauen, in eine zähe, lehmige Grundmasse gebettet, in wirrem Durcheinander diese schmalen, gestreckten Schuttrücken auf: es sind die Endmoränen am Außenrande der großen Vergletscherung, die zur Eiszeit die Alpentäler erfüllte und aus diesen noch weit in die Ebene vordrang.

▣ GRUNDZÜGE DER EISZEITLICHEN VERGLETSCHERUNG AN DER NORDSEITE DER OSTALPEN

So wie die heutigen Gletscher von der Lage der Schneegrenze abhängen, war diese auch maßgebend für jene ungleich gewaltigere Vereisung der Vorzeit.

Heute liegt die Schneegrenze am Hauptkamme der Ostalpen bei etwa 3000 *m*, damals lag sie um rund 1200 *m* tiefer. Bis unter die heutige Waldgrenze herab waren also die Zentralalpen ein Stapelplatz der Schneemassen, für einen Höhen Gürtel bis zu 2000 *m* vertikaler Spannweite blieb der Schnee liegen, ohne abschmelzen zu können, gegenüber nur 800 *m* heute. Je tiefer zudem die Gebirgsoberfläche beiderseits des Zentralkammes sinkt, um so flacher und breiter ladet sie aus; erst recht wuchs daher mit der Senkung der Schneegrenze das verfirnte Areal. An der Nordseite drängten die Firnmassen zunächst in die großen breiten Haupttäler (Inn, Salzach, Enns), die dem Zentralkamme streckenweit entlang verlaufen. Sie vereinigten sich hier zu gewaltigen Hauptgletscherströmen und flossen größtenteils in der heutigen Flußrichtung weiter ab, nordwärts von den Mauern der Kalkalpen gestaut. Jene Längstäler waren zwar damals schon ähnlich tief eingeschnitten wie heute, dieselben hohen Bergzüge faßten sie nach außen, gegen den Alpenrand hin, ein, die Talsohle lag auch schon tief unter der damaligen Schneegrenze; die Firnabflüsse der Zentralalpen jedoch füllten sie hoch hinan auf; so hoch, daß einerseits die Gletscheroberfläche über das Niveau der eiszeitlichen Schneegrenze zu liegen kam, der Gletscher hier also weitere Zufuhr an Firnmaterial erhielt und andererseits die Hauptalpgletscher eine solche Mächtigkeit erreichten, daß sie gewissermaßen übergingen, über die Pässe der äußeren Taleinfassung in Gebiete überflossen, die im heutigen Flußnetz keine Speisung aus den Zentralalpen mehr erfahren. Der Großteil jedes Hauptgletscherstromes folgte aber immerhin dem entsprechenden heutigen Tallauf. Wo dieser aus der Richtung der Gebirgsketten abbiegt, um die randlichen von ihnen in Quertalstrecken zu durch-

setzen, da schwenkte auch der Gletscherstrom aus der Richtung parallel dem Zentralkamme ab in eine solche quer oder schief zu den ungefähr ähnlich streichenden nördlichen Ketten, um das Alpeninnere zu verlassen. Indes war hier die Scheidung des Eises nicht durchaus gleichsinnig mit der der heutigen Flüsse; denn auch letztere gilt nur für die Flußläufe selbst, während sich die Längstalstrecken der einzelnen Haupttäler, bloß durch niedere Sättel getrennt, für die ganzen höheren Lagen ineinander öffnen zu einer vom Arlberg bis an die Niederen Tauern fortlaufenden Längstalflucht. Je nachdem der eine Hauptgletscherstrom hier mächtiger war, höher hinaufreichte als der andere, lieferte er Beiträge zu diesem, und nur wenn sich beide die Wage hielten, konnte der heutigen Talscheide auch ein eiszeitlicher Firnsattel entsprechen. In den tirolisch-salzburgischen Nordalpen blieb die Oberfläche der Hauptgletscherströme auch für die Quertalstrecke zunächst noch über der eiszeitlichen Schneegrenze, der Gletscher bewahrte seine Fähigkeit, in benachbarte Gebiete überzuströmen, seien dies nun die parallelen Abschnitte anderer Haupttäler oder Nebentalsysteme.

Erst am Rande der Alpen trat ein entschiedener Wechsel ein. Zwar sank damals ähnlich wie heute auch die Schneegrenze vom Scheitel der Alpen gegen den Rand hin — sie hebt sich mit der Gebirgsaufwölbung (Erdwärme) und Abnahme der Niederschlagsmenge —, allein der Abfall des Gebirges ist hier rascher und tiefer: die Alpenoberfläche dachte unter die eiszeitliche Schneegrenze ab und sie wurde firnfrei. Zugleich öffnen sich die Täler gegen das Alpenvorland, die Gletscher, die ihnen entströmten, bekamen Platz, sich auszubreiten, und sanken mit ihrer Oberfläche gleichfalls unter die eiszeitliche Schneegrenze. Damit setzte nun allgemein das Abschmelzen ein und ging die Oberflächenform des Gletschers von der konkaven in die konvexe über, indem einerseits an seinem Rande keine neuen Eisteichen mehr hinzukamen, andererseits die größere Strömungsgeschwindigkeit der mittleren Partien Ausdruck erlangte. Das Verhältnis zwischen Zehr- und Nährgebiet, wie es an den Gletschern der Gegenwart besteht, mußte dabei in ähnlicher Weise Geltung haben, d. h. die Gesamtmenge des Eises, die unter der Schneegrenze zum Abschmelzen kam, der Firnmasse entsprechen, die sich oberhalb angesammelt hatte. Sowie heute die Gletscherzungen weit unter die derzeitige Schneegrenze herab in den Bereich der Weide- und Waldvegetation führen, war daher mit der Schneegrenze auch damals noch lange nicht das Ende des Gletschers erreicht, sondern es folgte nun erst das Abschmelzgebiet. An dessen längsgestreckter Zungenform ist bei den heutigen Gletschern der Alpen die Lage in einem mehr weniger engen Tale schuld. Wo hingegen die seitlichen Schranken fehlen und der Gletscherstrom auf eine freie Fläche hinaustritt, wie zur Eiszeit im nördlichen Alpenvorland oder am Fuße des Eliasgebirges, 5955 *m*, von Alaska (Malaspinagletscher) in der Gegenwart, da fließt das Eis fächerförmig zu einem flachen Kuchen auseinander, der weithin in allmählich abnehmender Mächtigkeit die Unterlage bedeckt, einen großen Bogen vor das Gebirge spannend, dem er entstammt.

Zu einer solch ausgedehnten Vorlandvergletscherung kam es in erster Linie an der Mündung des Inntales.

DER INNGLETSCHER Der Inngletscher¹⁾ besaß in der Gegend von Imst, wo er sich, aus den Zentralalpen in die große Längstalflucht heraustretend, konzentrierte, eine Mächtigkeit von etwa 1600 *m* über der heutigen Talsohle (rund 700 *m* ü. M.). So hoch, bis gegen 2300 *m*, reichen an den Bergen

¹⁾ Zur Orientierung vergl. die Ravensteinsche Übersichtskarte der Ostalpen (2 Blätter; Beilage zur Zeitschrift des D. u. Ö. A.-V. 1900 und 1901).

der Umgebung die Spuren seiner abschleifenden Tätigkeit (Schliffgrenze); nur wenig tiefer liegen noch völlig verlässliche Zeugen in Form erratischer Geschiebe. Der Hauptstamm dieser gewaltigen Gletscheransammlung kam aus dem Engadin, in dessen unterstem Abschnitt (Schuls—Martinsbruck) die Eisoberfläche bereits 2600 *m* überstieg. Der Rest entstammte vornehmlich den Ötztaler Alpen. Diese lieferten mit ihrer ausgedehnten Massenerhebung auch damals einen Hauptsitz der Vereisung. Die wichtigsten nordseitigen Abflüsse folgten dem Kauner-, Pitz- und Ötztal; in der Gegend von Sölden stand das Eis bei etwa 2550 *m*, um Vent und Gurgl in rund 2700 *m*, noch weiter talein rückt die Obergrenze der eiszeitlichen Vergletscherung an den Hängen immer näher der heutigen, bis sie schließlich in den Firngebieten der obersten Talgründe mit ihr verfließt (bei etwa 3000 *m*). Westwärts floß aus dem großen Sammelbecken von Imst—Landeck sehr wahrscheinlich Eis über den Arlberg zum Rheingletscher ab. Nordwärts drang nicht nur ein großer Strom durch die tiefe und breite Senke des Fernpasses, 1209 *m*, in die nördlichen Kalkalpen vor, sondern auch die höheren Sättel des Schweinstein-, 1579 *m*, und Hahntennjoches, 1895 *m*, in den südöstlichen Lechtalern, sowie das Marienberg Jöchl, 1796 *m*, in der Mieminger Kette waren überflutet. Der Hauptstrom aber senkte sich ganz sanft, um etwa 100 *m*, in der Richtung nach Innsbruck. Noch breiter und tiefer als der Fernpaß tut sich hier in der nördlichen Einfassung die Senke (Durchschnittshöhe etwa 1300 *m*) von Seefeld—Leutasch auf, zwischen Reiterspitze und Hoher Munde. Ein mächtiger Arm des Inngletschers ging dahin ab ins Isargebiet. Den Verlust ersetzte der große glaziale Einzugsbereich des südlich mündenden Sellrain- und Silltales; immerhin aber scheint der Eisabgabe über den Seefelder Sattel ein rascheres Gefälle der Gletscheroberfläche im Inn-tale gefolgt zu sein, denn um Innsbruck, 566 *m*, reichen die Gletscherspuren nur mehr bis etwa 2000 *m* (höchste Erratika bei 1900 *m* am Brandjochboden). Gegen den Brenner zu stieg die obere Gletschergrenze auf ungefähr 2300 *m*; die gleiche Höhe gewann sie im Stubai bei Neustift, um sich hier dann ähnlich wie im Ötztale allmählich der heutigen zu nähern, bei 27—2800 *m* schließlich in sie überzugehen.

Im Unterinntale verlief die Gletscheroberfläche gleichmäßig mit langsamer Senkung (etwa 4 ‰) bis in die Gegend des heutigen Jenbach. Hier kam auf der einen Seite der mächtige Zillertaler Gletscher hinzu (Höhe bei Mayrhofen etwa 2200 *m* ü. M., nächst der Berliner Hütte etwa 2500 *m*, Übergang in die heutige Gletscheroberfläche in beiläufig 2700 *m*), während auf der andern der Spalt des Achantales wieder eine beträchtliche Gletscherkomponente in die bayerischen Voralpen entließ.

Unterhalb der Zillermündung öffnet sich das Inntal in eine weite Depression der Gebirgsoberfläche. Der Gletscher konnte sich hier fast unbeschränkt ausbreiten; vom Vorderen, 2299 *m*, bis zum Hinteren Sonnwendjoch, 1988 *m*, vom Guffert, 2192 *m*, bis hinüber an das Kaisergebirge, 2344 *m*, ragte kein Berg über das Eis, nur durch ihren Einfluß auf die Bewegung tieferer Gletscherteile verursachten die niederen Höhenzüge, die dem Inn entlang ziehen (Brandenberger Joch, 1510 *m*, Heuberg, 1747 *m*, Pendling, 1565 *m*, links, Pölven, 1596 *m*, rechts) leichte Wellungen der Gletscheroberfläche. Am Außenrande dieser weitgedehnten Eisansammlung flossen Gletscherströme in die Täler der bayerischen Voralpen ab, über Steinberg in das Achantal, durch die Langenau und das Rottachtal zum Tegernsee, über den Ursprungssattel, 840 *m*, in das Leitzachtal und zum Schliersee. Nach Osten setzte sich die Firnfläche in großer Breitenentwicklung durch die Längstalfucht gegen Kitzbühel fort, wo das Inn-Eis mit dem der Salzach Fühlung nahm; selbst die Hohe Salve, 1829 *m*, tauchte noch unter.

Die große seitliche Ausbreitung der Gletschermasse bewirkte ein rascheres Abnehmen im Stromstrich. In der Gegend von Kufstein reichte das Eis kaum höher als bis 1600 *m*, immerhin noch hoch genug, um den Sattel, 1484 *m*, am Ropanzn gegen Kössen zu überfließen. Nördlich des Zahnen Kaisers beschleunigten weitere Abflüsse (Sacharang—Priental, Tatzelwurm—Leitzachtal) die Senkung des Hauptgletschers. In etwa 1300 *m* Höhe passierte dieser bei Fischbach den letzten alpinen Engpaß. Endgültig treten die Kulissen auseinander und wie ein großer Schuttkegel ergoß sich die Gletschermasse vor- und seitwärts auf das flache Land am Alpenfuße. An der Spitze des Kegels, südlich von Rosenheim, stand das Eis noch an 1100 *m*, um dann immer mehr auseinanderzufließen und mit einem Oberflächengefälle von fast gleichmäßig 10 ‰ zu verflachen. Den Rand des Eiskuchens bezeichnet ein breiter Halbkreis von Moränenwällen, der im Schlierseer Tal vom Alpenfuße, etwa 800 *m*, absetzt, bei Kirchseon, 561 *m*, die Eisenbahn München—Rosenheim schneidet und bei Haag, 564 *m*, fast 40 km nördlich von Rosenheim, in der Verlängerung des Inntal-Stromstriches seinen distalen Scheitel erreicht. Nach innen zu dämmte dieser Moränenbogen den Rosenheimer See auf, an den heute noch die Moorgründe und Torfstiche nahe der Stadt erinnern; durch das Wiedereinschneiden des Inns auf der Strecke Wasserburg—Gars ist der See abgezapft worden.

DER „ISARGLETSCHER“

Die vielen größeren und kleineren Firnströme, die vom Inngletscher seitwärts in die Nördlichen Kalkalpen abzweigten, lieferten den Grundstock zur Vereisung des Loisach—Isargebietes. Zwar erzeugten Wetterstein und Karwendel durch ihre bedeutende Massenerhebung über die eiszeitliche Schneegrenze, etwa 1400 *m*, an sich schon namhafte Gletscher und auch die meisten der anderen Höhenzüge, wie Wendelstein, 1837 *m*, Rotwand, 1884 *m*, Hirschberg, 1670 *m*, Benediktenwand, 1801 *m*, usw. waren selbständig vergletschert, das Ammergebirge (Hochplatte, 2084 *m*) z. B. ganz nach Art der heutigen Vergletscherung in den Zentralalpen; allein diese „Lokal“-Gletscher wären ohne die Zufuhr zentralalpiner Eises doch relativ untergeordnet geblieben. Die gewaltigen Gletscherströme jedoch, die über den Fernpaß, den Seefelder Sattel und durch das Achental in die Nördlichen Kalkalpen eindringen, steigerten die Vereisung so sehr, daß sie, wie der Inn-gletscher, weit auf das Vorland übergriff. Sie erfüllten im Stau des bayerischen Voralpenzuges (Ammergebirge—Krottenkopf—Benediktenwand—Hirschberggruppe) das große Längstal Plansee—Garmisch (Eishöhe rund 1700 *m* ü. M.)—Isartal—Achenpaß (Eishöhe etwa 1300 *m*) bis über die eiszeitliche Schneegrenze, ungefähr 1300 *m*, hinan und stauten dadurch auch die Firnströme der Lokal-gletscher, z. B. in den Karwendeltälern, so hoch auf. Aus der gemeinsamen Eisansammlung gingen dann einzelne mächtige Gletscherströme hervor, die durch die Quertäler der Voralpen (Ammergau, Loisach, Walchensee, Isar) auf das Alpenvorland abflossen. Hier vereinigten sie sich wieder und bildeten einen großen Vorland-Eisfächer. Entsprechend seiner Zusammensetzung aus einer Mehrzahl ungleichwertiger Zuflüsse war dieser nicht so regelmäßig wie beim Inngletscher, die einzelnen Hauptströme hoben sich, durch moränenschutterfüllte Mulden getrennt, sowohl an seiner Oberfläche, wie besonders durch Ausbuchtungen seines Randes deutlich von einander ab. Der mächtigste davon war der Strom des Loisachtales, der (Richtung Ammersee) vorreichte bis in die geographische Breite von München, in einer früheren Zeit größter Ausdehnung — das Ende des Inngletschers lag damals bei Erding — sogar bis Mering, an der Linie München—Augsburg.

LECH- UND ILLERGLETSCHER

Im Westen hing das Vorlandeis des Loisach-Isargebietes mit dem des Lechtales zusammen und daran schloß sich weiterhin der Illergletscher. Beide blieben in ihrer Nordwärtserstreckung um mehr als 30 km hinter dem Loisachgletscher zurück, sie reichten bis gegen Kaufbeuren, bezw. Altusried (Eisoberfläche bei Reutte und Sonthofen je über 1500 m). Der Grund dafür liegt in der Armut an zentralalpiner Eiszufuhr; der Lechgletscher erhielt solche, wie erwähnt, nur über die hohen Sättel im Hintergrund des Bschlabs- und Rotlechtals, eine etwas größere Abgabe durch das Heiterwanger Tal aus dem Staubecken von Lermoos (Eishöhe etwa 1800 m; Fernpaßstrom); das Nährgebiet des Illergletschers hingegen stand überhaupt außer Verband mit dem zentralalpinen Eise.

DER SALZACHGLETSCHER

Ostlich vom Inngletscher lagen die glazialen Verhältnisse diesem sehr ähnlich im Gebiete der Salzach. Auch hier legte sich vor den Ausgang des Tales ein großer Vorlandgletscher. Seine Randmoränen ziehen in etwas spitzerem Bogen südlich von Burghausen vorbei und schließen nächst Traunstein im Westen, Steindorf-Plainfeld im Osten an das Gebirge. Sanft erhob sich der Eisfächer zu seiner Spitze in rund 1000 m Meereshöhe über Salzburg, 420 m, um dann in den Hauptgletscherstrom des Salzachtales überzugehen. Dieser Hauptgletscher griff einerseits in die Niederung des Berchtesgadner Landes über, soweit es nicht von eigenen Gletschern erfüllt war, stülpte sich anderseits in die Abtenau und trat hier in Beziehung zur Vergletscherung des Salzkammergutes. Im Pongau sprechen die Anzeichen für eine obere Gletschergrenze bei etwa 2000 m. Der Wagreiner Sattel, 960 m, die Scheide zwischen den Längstalstrecken der Salzach und Enns, lag jedenfalls viele hundert Meter tief unter dem Eise, das hier, für beide Talsysteme in innigem Zusammenhang, ähnlich wie bei Wörgl im Inntale, eine weitgedehnte Senkung des Gebirges einnahm, aufgestaut durch die Barre der Kalkalpen, Hochkönig und Tennengebirge. Nach Westen stieg die Eisfläche sanft (etwa 3‰) in die Gegend des Zeller Sees, wo sie sich ins Glemmtal und das Saalfeldner Becken verzweigte, während ihre Hauptzuflüsse südlich aus den Tauerntälern kamen. Die Schmittenhöhe, 1968 m, war vermutlich noch vom Eise überflossen, der Hundstein, 2116 m, dürfte als einsamer, beschneiter Buckel vorgeragt haben. An der linken, nördlichen Seite des Oberpinzgaus überhöhte das Salzacheis die meisten der flachen Sättel gegen das Glemmtal, einen sehr mächtigen Strom aber gab es über den Paß Turn, 1273 m, in das Kitzbühler Achental ab (Eisoberfläche bei Kitzbühel rund 1800 m); kleinere Zweige benützten die Übergänge in das Spertental und die Filzenscharte, 1693 m, in das Windautal. Bei Krimml erreichte der Salzachgletscher 2200 m Oberflächenhöhe; tief unter ihm tauchte daher die breite Senke Gerlospaß, 1486 m, — Pinzgauer Platte, 1695 m, und unter Vermittlung des Zillertaler Gletschers bestand so auch hier ein Zusammenhang des Eises in der Längstalfucht Inn—Salzach; nur ein niederer Firnsattel, etwa 2300 m, im Gebiete der Gerlos mag die beiderseitigen Gletscherströme geschieden haben. Aus der Krimmler Gegend nach Süden hätte man sehr bequem, mit etwa 2‰ Steigung, zur Birnlücke oder dem Tauern, 2671 bezw. 2634 m, wandern und jenseits in schier endloser Gletscherfahrt, ungefähr 230 km, nur selten durch Eisbrüche behindert, über den Rienz-, Eisack- und Etschgletscher bis in die Poebene gelangen können. In der Gipfelregion der Hohen Tauern geht die Oberfläche der eiszeitlichen Vergletscherung bei etwa 2700 m in die der heutigen über.

ZWISCHEN INN UND SALZACH

Der Firnstrom, der aus dem Salzachtale über den Paß Turn nach Norden abging, lieferte einen Hauptbestandteil der Vergletscherung des Großachentals. Mit dem Eise, das via Hochfilzen aus dem Saalfeldner Becken kam, erfüllte er das weite Senkungsfeld der Alpenoberfläche im Raume St. Johann—Erpfendorf, Fieberbrunn—Waidring, nordwärts an der Mauer des Fellhorns (1766 *m*; Eishöhe etwa 1600 *m*) brandend. Eine Reihe von Talöffnungen entließ das Eis gegen Lofer, Unken, Reit im Winkel und Kössen. Aus den beiden letzteren Abflüssen ging der Chiemseer Gletscher hervor, der am Hochgern (Eishöhe etwa 1200 *m*) in die Ebene hinaustrat. In einem großen Viertelbogen verlaufen seine Endmoränen um den Chiemsee, bei Seon leicht einspringend in die des Inn-gletschers übergehend. Chiemsee- und Inn-gletscher hingen im Alpenvorlande zusammen.

Im Saalfeldner Becken hatte auch der Saalachgletscher seinen Ursprung, dem bei Lofer (Eishöhe etwa 1300 *m*) und Unken jene Abflüsse von Waidring her zufließen; er stieß nördlich von Reichenhall, beiderseits des Högelberges, zum Vorlande des Salzachgletschers. Noch im Innern des Gebirges hingegen endigten die kleineren, vorwiegend durch Zuflüsse vom Großsachen- und Saalachgletscher genährten Ferner der Weißen und Roten Traun, der eine unterhalb Ruhpolding, der andere bei Inzell, beide in etwa 650 *m* Meereshöhe. Außerdem erzeugten alle bedeutenderen Erhebungen der Kalkalpen, soweit sie eben hinlänglich über die eiszeitliche Schneegrenze (11—1300 *m*) aufragten, eigene, „lokale“ Gletscher, auch noch die Vorberggruppen wie Hochgern, 1744 *m*, Hochfelln, 1670 *m*, Rauschberg, 1672 *m*; größere Bedeutung erlangte die Lokalvergletscherung besonders im Berchtesgadner Land, entsprechend der horizontal wie vertikal sehr beträchtlichen Erhebung der Berge, die es umrahmen.

DER ENNSGLETSCHER

Ostlich des großen Quertales der Salzach, an der Grenze der Hohen und Niederen Tauern, sinkt die Massenerhebung der Alpen unter die heutige Schneegrenze. Im gleichen Verhältnis nahm ihr Auftragen über die eiszeitliche Firnlinie ab und verloren die Gletscher, die ihnen entströmten, an Mächtigkeit. Sie erreichten das Alpenvorland nicht oder nur kaum mehr. Die große Längstalfucht, die vom Ennstal weit nach Osten fortgesetzt wird, barg auch hier einen Hauptgletscherstrom. Aus den vielen zentralalpinen Seitentälern genährt, war er zunächst noch mächtig genug, um die breite Talfurche bis über die Schneegrenze hinan zu erfüllen; seine Oberfläche lag im Süden des Dachsteins bei etwa 1900 *m*, in der Gegend von Gröbming rund 100 *m* tiefer. Durch die breite Öffnung gegen Aussee gab er einen bedeutenden Arm dahin ab, über den Pyhrnpaß, 945 *m*, einen kleineren in das Steyrgebiet (Ende unterhalb Windisch-Garsten etwa 600 *m*). Während nun aber im Inn-tale derlei Massenverluste durch neue Zufuhr ersetzt wurden, war das hier nicht der Fall; je mehr sich ostwärts das Gebirge im ganzen senkt, um so spärlicher speiste es die Gletscher. In der Gegend von Selztal stand das Eis noch an 15—1400 *m*; die eine Zunge folgte nun dem Paltental bis kurz vor die Wasserscheide (Schoberpaß, 849 *m*) gegen das Liesingtal, die andere endigte im Gesäuse, nächst Hieflau, etwa 550 *m*, nachdem sie vorher noch, bei Admont (Eisoberfläche etwa 1100 *m*) einen Lappen in die Buchau, 850 *m*, gestülpt. Zur Zeit jenes früheren Maximalstandes allerdings, als die Eisfächer auf der bayerischen Hochebene bis Mering und Erding gereicht hatten, drang der Gletscher im Ennstale an 40 *km* weiter vor, bis nach Großraming, etwa 350 *m*, und der Arm über den Pyhrnpaß endete erst dort, wo heute Kremsmünster liegt.

**DIE VERGLETSCHERUNG
DES SALZKAMMERGUTS**

Wo die Zentralalpen unter die heutige Schneegrenze sinken, werden sie an Höhenentwicklung von den Kalkalpen überflügelt und geht die heutige Vergletscherung von ihnen auf diese über. Entsprechend konnte hier auch zur Eiszeit die eigene Vergletscherung der Kalkalpen selbständig zur Geltung kommen gegenüber der zentralalpiner, die an Mächtigkeit ostwärts allmählich verlor. Dieses Verhältnis charakterisiert die eiszeitliche Vergletscherung des Salzkammerguts. Der Dachstein und das Tote Gebirge mit ihrer großen Breitenentwicklung in Höhen über der eiszeitlichen Schneegrenze lieferten ein ergiebiges Nährgebiet und dazu gesellte sich, wie wir gesehen haben, vom Ennstale her ein mächtiger zentralalpiner Zufluß (Gröbming—Aussee). Der Sammelpunkt aller Firnströme war die Talweitung von Ischl, 466 *m*; hier stand das Eis bei mehr als 1250 *m* und gingen seine Abflüsse in Form starker Gletscherzungen radial auseinander, der östlichste durch das Trauntal bis nach Gmunden, zwei mittlere über die niederen Sättel am Schafberg (Eisoberfläche etwa 1000 *m*) zum Atter- und Mondsee, endlich der westlichste durch das Tal des Wolfgangsees bis hinüber an den Rand des Salzachgletschers. Kleinere Lokalgletscher lagen in den Tälern und Karen am Osterhorn, 1762 *m*, Schafberg, 1780 *m*, im Höllengebirge, 1862 *m*, an der Nordseite des Traunsteins, 1691 *m*, usf., der schönste von ihnen im Almtale des Toten Gebirges, 2514 *m*; sie lassen auf eine Schneegrenzlage von 1200—1000 *m* schließen.

**DIE VERGLETSCHERUNG DER
NORDÖSTLICHEN OSTALPEN**

Lokalgletscher dieser Art, in ihren Dimensionen zum Teil den heutigen Ostalpengletschern vergleichbar, vertraten östlich des Ennsknie, in den steirisch-niederösterreichischen Bergen, für sich allein das Glazialphänomen. Sie hielten sich an die Haupterhebungen, um Eisen- erz, an der Steirischen Salza und der Ybbs; namentlich Oetscher, 1892 *m*, und Dürrenstein, 1877 *m*, waren hier Zentren der Vereisung. Ein anderer Gletschertypus herrschte mehr weniger in der Hochschwabgruppe, 2278 *m*, auf der Veitsch, 1982 *m*, der Schneeralpe, 1904 *m*, Raxalpe, 2009 *m*, und dem Wiener Schneeberg, 2075 *m*, wo die Plateauform der Berge Veranlassung gab zur Bildung einer Art Plateauvergletscherung, flachen Eiskalotten mit in die Täler niedersteigenden Zungen. Am Schneeberg reichte eine solche Zunge bis zum Schwabenhof, etwa 800 *m*, oberhalb Puchberg; besonders schön sind die glazialen Züge im Seetale am Hochschwab — der Gletscher endigte beim Seebauern, etwa 800 *m*. Jenseits des Semmerings nährten Stuhleck, 1783 *m*, und Wechsel, 1738 *m*, noch kleine Kargletscher, was auf eine eiszeitliche Schneegrenze von etwa 1500 *m* schließen läßt.

**DIE GLETSCHER AN DER
OSTSEITE DER ALPEN**

Die Reihenfolge der Betrachtung führt uns an die Ostseite der Alpen. Mehr und mehr erniedrigt treten die Ketten gegen das ungarische Tiefland auseinander, weit dringen entlang den Flußläufen die randlichen Buchten der Niederung zwischen sie ein. Ganz allmählich nur, nicht rasch wie am Süd- oder Nordrande der Alpen, hebt sich hier das Gebirge in Höhen über der eiszeitlichen Schneegrenze, die in diesem Gebiete zudem hoch lag, bei 14—1800 *m*. Die drei großen Längstäler aber, Mur, Drau und Save, dringen bis ins Innere des Hochgebirgs und nahmen Teil an dessen ausgedehnten Firnansammlungen. Gewaltige Gletscherströme flossen daher auch in diese Täler ab; sie konnten in ihnen die von Anfang an eingeschlagene Längsrichtung, parallel den Ketten, fast bis ans Ende beibehalten. Indem aber das Gebirge ostwärts für den überwiegenden Teil seiner Flächenentwicklung noch früher unter die Schneegrenze sank als seine Scheitellinie, die Tal-

öffnungen anderseits große Breite erlangen, gingen die Gletscher schon bald aus dem Nähr- ins Abschmelzgebiet über und endigten mit relativ rasch abfallenden breiten Zungen noch tief im Innern der Alpen.

DER MURGLETSCHER

Der Murgletscher sammelte sich im Lungau aus den vielen Tälern der Niederen Tauern. In der Gegend von Mauterndorf, 1140 *m*,—Tamsweg, 1021 *m*, war die Firnanhäufung so mächtig, mehr als 1000 *m*, daß sie starke Ströme über den Katschbergpaß, 1641 *m*, und die Turracher Höhe, 1763 *m*, nach Süden in das Draugebiet abgab, obwohl dem Eise in der Richtung der Mur selbst zwei Parallelfurchen zum Abflusse offen standen, das eigentliche Murtal (Murau) und die nördlich davon gelegene Furche des Seebachs; der langgestreckte Rücken dazwischen (Gstoder, 2141 *m*) lag größtenteils unter dem Eise. Auch noch weiter östlich überflutete Mureis die südliche Taleinfassung, zungenförmig in die Seitentäler der Gurk absteigend. Wo sich aber dann vollends der tiefe und breite Neumarkter Sattel, 888 *m*, gegen Süden auftut, der die heutige Talsohle der Mur nur um 100 *m* überhöht, da war die Eisabgabe so bedeutend, daß sie eine rasche Auflösung des Gletschers herbeiführte; mit breiten kurzen Zungen endigte er an der Olsa kurz vor ihrer Mündung in die Gurk, etwa 620 *m*, im Görttschitztale oberhalb Hüttenberg, etwa 800 *m*, mit langen schmalen im Murtale nächst Judenburg, bei 760 *m*, — eine kleine linksseitige Abzweigung überschritt hier noch den Pölsals, 811 *m*, und sperrte, hammerförmig ausgebreitet, das untere Pölstal — und in dem kleinen Seitentälchen von Oberwölz gegen Zeyring.

Weit vor ihrem Auslaufe in die Niederung wurden hier die Alpen eisfrei. Die Schneegrenze lag so hoch, 17—1800 *m*, daß sie nur mehr die Bildung kümmerlicher Lokalgletscher bewirkte — im Bereiche der Stangalpe, 2441 *m*, der Seetaler Alpen, 2397 *m*, der Pack-, 2184 *m*, Stub-, 1929 *m*, und Gleinalpe, 1989 *m* —, die keine zusammenhängende größere Vereisung zu nähren vermochten. Die aperen Areale im Innern des Gebirges spielten dann eine wichtige Rolle bei der faunistischen und floristischen Wiederbesiedlung der Alpen nach dem Rückzuge der eiszeitlichen Vereisung.

DER DRAUGLETSCHER

Kam der Murgletscher von der Südabdachung der Niederen Tauern, so entsprach dem ungleich größeren Draugletscher das weit bedeutendere Einzugsgebiet an der Südseite der Hohen Tauern. Zunächst strömten aus den Gründen des Isel- und Mölltales gewaltige Firnmassen im Becken von Lienz, 673 *m*, zusammen, wo das Eis an 2100 *m* stand (Gletscheroberfläche bei Windisch-Matrei etwa 2400 *m*, bei Heiligenblut ungefähr 2300 *m*). Eine zweite große Konzentration folgte in der Gegend der Möll—Drau—Lieser-Vereinigung; was vom Möllgletscher nicht über den Iselsberg, 1204 *m*, geflossen war, gelangte hier mit den Abflüssen der Sonnblick-, Ankogel-, Kreuzeckgruppe und jenen Murgletscherarmen über den Katschbergpaß und Turracher Sattel zum Hauptstrome des Draugletschers (Oberfläche bei Sachsenburg—Gmünd etwa 1800 *m*). Südlich der Gailtaler Alpen floß dem Strome, über die Sättel und Kammsenken vielfach von ihm genährt, ein zweiter kleinerer entlang, aus dem obersten Draugebiete (Eishöhe bei Sillian etwa 2200 *m*) durch das Lessach- und Gailtal (bei Hermagor ungefähr 1800 *m*). Über dem heutigen Villach, 508 *m*, schlossen sich beide zu einer weiten Eisfläche, 16—1500 *m*, aus deren Mitte als größter mehrerer Inselberge der Dobratsch, 2167 *m*, ragte. Im selben Maße, als dann aber das Drautal große Breite erlangt, verflachte der Gletscher, nur mehr unbedeutende Zuflüsse aus den Karawanken erhaltend; er er-

füllte noch den Großteil des Klagenfurter Beckens — über der Kärntner Hauptstadt, 446 *m*, noch etwa 600 *m* mächtig —. Zwischen Völkermarkt und Bleiburg lag sein äußerstes Ende.

DER SAVEGLETSCHER

Die große Eisansammlung um Villach hing südwärts mit der im Becken von Tarvis zusammen; diese ward zunächst zwar aus den Julischen Alpen genährt, nahm aber wahrscheinlich auch an dem Eise des Gailtales teil (Gletscheroberfläche um 1600 *m*). Aus ihr ging nach Osten zu der Savegletscher hervor. Im Tal der Wurzenener Save langsam fallend, von beiden Seiten durch neue Zuflüsse verstärkt, vereinigte er sich am Ausgang gegen die Weitung von Radmannsdorf, 477 *m*, bei etwa 950 *m* Oberflächenhöhe, mit dem Gletscher der Wocheiner Save (Eishöhe am Wocheiner See 14—1500 *m*). Der letztgenannte war ganz ein Abkömmling der Julischen Alpen. So rasch als an deren Ostende die Alpenoberfläche sinkt, beschloß der Savegletscher kurz unterhalb Radmannsdorf seine Laufbahn.

Weiter östlich barg die Gruppe der Steiner Alpen (2561 *m*; eiszeitliche Schneegrenze ungefähr 1500 *m*) eine Lokalvergletscherung, ganz ähnlich der heutigen etwa in den Otztaler Alpen.

DIE GLETSCHER DER ÖSTLICHEN SÜDALPEN

Auch an ihre Südseite sandten die Julischen Alpen beträchtliche Gletscherströme, den größten in das Isonzotal, bis zur Mündung der Idria, etwa 200 *m* ü. M., kleinere in die westlichen Seitentäler, besonders von Karfreit (235 *m*; Eishöhe rund 1000 *m* ü. M.) in das Natisonetal; den südlichen Alpenrand indes erreichte keiner. Zu solch bedeutender Mächtigkeit brachte es hingegen der westlich benachbarte Tagliamento-Gletscher. In den weiten Arealen der Karnischen Alpen, den Tälern des Tagliamento, Degano, But und der Fella genährt, an letzterer zurückgreifend bis zum Firnscheitel von Tarvis, schob er seine Eismassen in einer breiten Zunge (Oberfläche bei Tolmezzo an 1200 *m*) weit in die Poebene hinaus, bis auf 7 *km* vor die Tore des heutigen Udine, 108 *m*. Amphitheatralisch spannen sich hier drei große Moränenbögen vor die tiefer gelegene Mündung des Tagliamentotales. Im Schutt der Wälle treten vereinzelt Gneiß- und Granitblöcke auf, Gesteine, wie sie heute im ganzen Einzugsbereich des Tagliamento fehlen; auch aus dem Gailtale, von wo verschiedentlich Eis über die Pässe (Plöckenpaß, 1363 *m*; Straninger Alm, 1550 *m*; Naßfeld, 1558 *m*) nach Süden floß, konnten sie nicht bezogen werden. Kompliziert, den heutigen Flußläufen vielfach widersprechend, war der Weg der Fremdlinge.

Wo im Westen der Carnia die schönen Täler von Cadore und Comelico tief in das Gebirge dringen, hatte ein anderer großer Gletscher der Südalpen seinen Ursprung; der der Piave. Zwei seiner Hauptarme entsprangen ausschließlich den Ampezzaner Dolomiten, im Boite- (Eishöhe um Cortina etwa 2400 *m*) und Anseitäl (um Auronzo etwa 2000 *m*), dem etwas kleineren nördlichsten hingegen (Val Padola) strömte über den Sextner Kreuzberg (1638 *m*; Eishöhe rund 2200 *m*) eine zentralalpine Komponente zu. Dieses Pustertaler Eis brachte jene Irrblöcke ins Firnbecken des Comelico und von hier dann durch den Mauriapass (1299 *m*; Eishöhe etwa 1800 *m*) in die Carnia, zum Tagliamento hinüber. Der Hauptstrom des Piavegletschers folgte dem Flußlauf nach Süden und erhielt neue Zufuhr aus dem Zoldo- und Cordevoletal. Die vereinte Gletschermasse ergoß sich in das breite Becken von Belluno-Feltre (391 bzw. 260 *m*, Gletscheroberfläche 12—1100 *m*). Dahin mündeten weiter im Westen auch der Cismone- (Eishöhe bei Primiero etwa 1500 *m*) und Valsugana- (bei Borgo etwa 1400 *m*) Gletscher. Niedrige

sanfte Vorberge (Col Visentin, 1765 *m*) stauten hier das Eis vor seinem Austritt in die Poebene; zungenförmig streckte es seine letzten Enden in die Quertäler, die dort hinausführen, in dem östlichsten von ihnen, bei Vittorio, erreichte es noch den äußersten Rand der Alpen; von einer Vorlandvergletscherung, wie am Tagliamento, kann man kaum mehr sprechen, die Gelegenheit früherer Ausbreitung verhinderte ihr Zustandekommen. Sonst stimmen die beiden Gletscher in den Grundzügen überein; beide sammelten sich in weitverzweigten Talsystemen der Südlichen Kalkalpen, zentralalpines Eis spielte nur eine untergeordnete Rolle, und strömten mehr weniger direkt in den großen Quertalrichtungen alpenauswärts. Dieses letzte Prinzip, auf die Südseite der Ostalpen im ganzen übertragen, kennzeichnet auch den Verlauf des größten der Gletscher, den sie südwärts sandten: den Etschgletscher.

DER ETSCHGLETSCHER Die Arme des Etschgletschers griffen so weit ins Innere des Gebirges, daß wir ihren Wurzeln schon von der abliegenden Seite her begegneten: am Firnscheitel, 24—2300 *m*, über dem Toblacher Feld, der auch den Drau-, Gail- und Piavegletscher speiste, am Krimmler Tauern, dem Brenner und am Reschen-Scheideck, wo Eis vom Inn-gletscher herüber in den Vinschgau floß. Von diesen Pässen kamen die Hauptzweige des Etschtalsystems und senkten sich allmählich, analog zusammengesetzt, die Hauptströme der Vergletscherung. Den Vereinigungen der Täler entsprachen gewaltige Eiskonzentrationen, bei Bruneck (Oberfläche etwa 2300 *m*), Sterzing, rund 2300 *m*, und im oberen Vinschgau, etwa 2400 *m*, in den Becken von Brixen, etwa 2200 *m*, und Meran, rund 2100 *m*. Eine schier unermessliche Firnfläche, rund 2000 *m*, dehnte sich weiterhin im breiten Tale von Bozen — die höchsten Punkte des Mendelzuges (Rhönberg, 2115 *m*) schauten eben noch heraus — und erst kurz vor Trient kamen aus dem Sulz- und Fassatal die letzten großen Zuflüsse hinzu. Aber schon sank hier der Gletscher unter die Schneegrenze, etwa 1800 *m*. Zugleich gingen beträchtliche Teile von ihm ab in die schwächer vergletscherten Nachbartäler, über die Sättel von Molveno, etwa 1000 *m*, und Terlago, etwa 500 *m*, in das Sarcatal, über Pergine, 469 *m*, in das Suganertal. Um Trient stand das Eis immerhin noch an 1700 *m*; es vermochte daher die Hochfläche von Lafraun, 12—1400 *m*, zu überfließen und schickte jenseits Zungen in das Astico- und Assatal bis gegen Arsiero, 356 *m*, bzw. Asiago, 999 *m*, hinab; die Einstülpungen in das Terragnolotal und Vallarsa hingegen endeten stumpf ohne Überschreiten der Pässe. Im Etschtal selbst fehlte eine große einheitliche Öffnung gegen die Ebene. Nur zum kleineren Teil konnte die Berner Klause das Eis fassen, es reichte dort mit rasch abfallender Zunge bis zum Talausgang bei Rivoli Veronese. Der Hauptstrom bog durch den breiten Loppiosattel, 272 *m*, zum Sarcagletscher hinüber und durchfloß mit diesem vereint (Oberfläche bei Riva etwa 1300 *m*) das Gardaseetal, bis weit in die Poebene hinein. Als breiter Gürtel umsäumen die Endmoränenwälle das Südufer des Sees, von Salò über Solferino bis Volta Mantovana, etwa 70 *m* ü. M., und zurück über Sommacampagna gegen Garda; es ist das berühmte Moränenamphitheater des Gardasees.

Der Etschgletscher war der größte am Südabhange der ganzen Alpen. Wie sein Einzugsgebiet im Osten die Gletscher der Dolomiten überflügelte, so umgriff es im Westen jene der Adamelloalpen: den Sarcagletscher, den Chiesegletscher (Ende am Idrosee, 368 *m*) und den Ogiogletscher (Ende südlich des Iseosees, 185 *m*). An der Zentralkette entspringend, war der Etschgletscher ein Gegenstück zum Inn-gletscher. Seine Vorlandvergletscherung aber blieb in ähnlich bescheidenen Grenzen, wie die der anderen südseitigen Alpengletscher: die Südseite der Alpen war auch damals die sonnigere, trockenere und wärmere.

So erweist sich die Lage der Schneegrenze im Verhältnis zur Gebirgsoberfläche auch hier als der maßgebende Faktor für den Betrag und Umfang der Vergletscherung. Doch nicht so sehr darauf kommt es an, daß sich einzelne Hauptkämme möglichst hoch über sie erheben — steile Hänge sind der Ansammlung von Firnmassen minder zuträglich — als vielmehr auf die Größe des Areals, das hoch über der Schneegrenze liegt.

DIE EISZEITLICHE VERGLETSCHERUNG DER WESTALPEN

Das zeigt sich klar in den Westalpen. Weit überragen diese ihre ostalpinen Rivalen, ungleich größer auch sind heute die Gletscher des Berner Oberlands und der Zermatter Berge, selbst gegenüber den größten der Ostalpen¹⁾. Zur Eiszeit aber, als viel tiefere Höenschichten des Gebirgs für die Vergletscherung mit in Frage kamen, war diese nicht dort am größten, wo die meisten und höchsten Viertausender aufragen, sondern in jenem Mittelstück der Alpen, wo sich deren Masse in größter Breite über die eiszeitliche Schneegrenze erhob: zwischen Brenner und Gotthard.

Die Gotthard-Region war das Zentrum der Vergletscherung in den Schweizer Alpen. Von einem großen, doch relativ niedrigen Firnscheitel, etwa 2500 m, flossen hier gewaltige Firnströme nach allen Richtungen; der Rheingletscher, der in Graubünden noch viele ostalpine Zuflüsse aufnahm, zum Bodensee, der Reuß- und Aaregletscher ins Schweizer Mittelland, der Rhonegletscher bis weit nach Frankreich hinein, endlich an die Südseite der Tessinergletscher. Im Norden kam es wieder zu großen Vorlandvergletscherungen. Bis nach Biberach und Sigmaringen reichte zur Zeit des Maximalstandes der Rheingletscher, im Süden des Bodensees ziehen seine Endmoränen von St. Gallen über Winterthur nach Schaffhausen. Eng benachbart überdeckten Linth- und Reußgletscher vereint das ganze Züricher und Luzerner Land, nach außen hin in viele Lappen zerteilt, die bis in den Aargau vorsprangen. Der Aaregletscher verband sich mit dem Rhonegletscher und dieser weiter im Südwesten mit den Gletschern des Montblanc (Arve), der Grajischen (Isère, Arc) und Pelvoux Alpen (Romanche, Drac) zu einer ungeheuren Eismasse, die sich im Westen auf 25 km Lyon näherte, während sie im schweizerischen Gebiete die ganze breite Niederung zwischen Alpen und Jura erfüllte, bis über die eiszeitliche Schneegrenze, etwa 1200 m, hinan aufgestaut. So hoch hinauf strandete das Eis am Südostgehänge des Berner Juras Gesteine aus den Alpen. Diese Vorkommnisse waren es, auf die der Name erratischer Blöcke zuerst Anwendung fand und von denen — zu Anfang des letzten Jahrhunderts — die Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung der Alpen ihren Ausgang nahm.

Im Verhältnis hierzu viel geringer war die Vergletscherung an der Südseite, in den Lombardischen und Piemontesischen Alpen. Im Veltliner Längstale floß, noch größtenteils von ostalpinem Eise genährt, der Addagletscher; umbiegend in die Richtung quer zum Streichen des Gebirges ging er, den Zipfeln des Comosees entsprechend, in zwei langgestreckte Zungen auseinander, deren verbreiterte Enden am Rand der Poebene je ein schönes Moränenamphitheater hinterließen. Größer, etwa dem des Gardasees vergleichbar, ist das am Lago Maggiore, vom vereinigten Toce-Ticino-(Tessiner)Gletscher herrührend. Weiter im Westen lagen die Gletscher der Piemontesischen Alpen, unter ihnen als größte die beiden der Dora Baltea — mit dem prächtigen Moränenamphitheater von Ivrea — und Dora Riparia. Dann aber hob sich, ähnlich wie wir es am Ostende der Alpen gefunden haben, die eiszeitliche Schneegrenze über immer größere Teile der Gebirgsoberfläche. Der letzte bedeutende Gletscher war der

¹⁾ Aletschgletscher 115 km² — Pasterze 32 km², Gornergletscher 67,2 km² — Gepatschferner 25 km².

der Durance in den provenzalischen Alpen, nur mehr relativ kleine folgten in den nach Ost umbiegenden Seealpen: mit dem Abnehmen der Höhe und Breite des Gebirgs klingt das Phänomen aus, das in so großartiger Entfaltung die eiszeitliche Szenerie der Alpen beherrschte.

GESAMTBILD DER EISZEITLICHEN ALPENVERGLETSCHERUNG

Die eiszeitliche Vergletscherung folgte wie die heutige dem System der Täler. Wie deren Anordnung in den einzelnen Teilen der Alpen verschieden ist, zeigte auch der Gletscherverlauf regionalen Wechsel. Nicht nur bildlich glichen die Gletscherströme großen Flüssen, sie versahen auch die Rolle solcher unter anderen klimatischen Verhältnissen für je gleiche Gebiete. Nur griff der Gletscher dank seiner größeren Masse oft über die Wasserscheiden der Flüsse hinaus. Denn wie diese Unregelmäßigkeiten an ihrem Grunde überwinden, konnte er über Berge und Jöcher fluten, von einem Hauptstrom zum anderen. So kam das große Eisstromnetz zustande, das für die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen charakteristisch ist gegenüber dem nordischen Inlandeise oder der antarktischen Plateauvergletscherung. Allenthalben ragten noch Kämme und Gipfel hervor, an den Flanken vereist und verfirnt, von Lawinen fein ziseliert, doch an den Grateneren; dazwischen flocht sich ein völliges Netzwerk von großen und kleinen Gletscherströmen. Erst am Rande der Alpen schlossen sich diese Ströme lokal zu einem breiten, ununterbrochenen Vorlandeisfächer, der einigermaßen dem Inlandeise glich: ein Gesamttypus der Vergletscherung, wie er heute noch am Fuß des Eliasgebirgs, im pazifischen Nordamerika, besteht.

DIE EISZEITLICHE UND DIE HEUTIGE VERGLETSCHERUNG DER ALPEN

Verschwindende, kümmerliche Reste sind die heutigen Gletscher der Alpen im Vergleich zu den eiszeitlichen. Doch auch diese waren nichts Fixes. Sie erfuhren wie jene wiederholt große Schwankungen, zogen sich weit zurück und stießen dann wieder vor. Schon bei unserer flüchtigen Betrachtung haben wir außer dem letzten noch einen früheren Maximalstand der eiszeitlichen Vergletscherung kennen gelernt. Zahl und Amplitude dieser großen Oszillationen bilden einen der wichtigsten Punkte neuerer Forschung; manches konnte dahin gedeutet werden, daß es nicht bloß einfache „Schwankungen“ waren, sondern verschiedene, selbständige Vereisungen, durch Perioden wärmeren Klimas und vollständiger Ausaperung des Gebirges (Interglazialzeiten) voneinander getrennt.

Aber auch der definitive Rückzug der eiszeitlichen Vergletscherung in die heutige, soweit man annehmen darf, daß die Alpen inzwischen nicht schon einmal ganz eisfrei geworden waren, vollzog sich durchaus nicht gleichmäßig. Milderung des Klimas, Hebung der Schneegrenze und damit das Schwinden der Gletscher gingen nicht in allmählich aufsteigender Kurve vor sich, sondern etappenweise, mit mancherlei Unterbrechungen und sogar Rezidiven. Eine Reihe zwischengeschalteter Gletscherstände („Stadien“) vermittelt zwischen dem eiszeitlichen und dem heutigen. Auf der oberbayerischen Hochebene machte das Eis z. B. einmal längeren Halt am Süden des Ammersees, bei Weilheim. Ähnlich wie dort deuten Endmoränenwälle schon weit im Innern des Gebirges, in für viele Täler übereinstimmender Lage darauf hin, daß eine spätere große Station des Rückzuges einer Hebung der Schneegrenze auf etwa 600 m über der eiszeitlichen, ebenso viel unter der heutigen, entsprach. Der Gletscher reichte z. B. im Gschnitztal bis kurz ober Trins, 1214 m, bei Steinach im Stubai bis Telfes—Mieders, etwa 1000 m. Wieder einige hundert Meter höher blieben die

Gletscher abermals eine Zeitlang stationär, an ihrem Ende den Schutt zu Moränenwällen abladend, im hinteren Stubai z. B. bei etwa 1600 m. Noch weiter oben führt uns dann die Rückbildung in den Bereich jener Gletscherstände und Schwankungen historischer Zeiten über, von denen wir ausgegangen sind. Hier gibt sich die einstige Eisbedeckung nicht nur mehr in Schliften, Rundbuckeln und Moränen zu erkennen, sondern auch noch an der frischen Farbe des Schuttes, in der Vegetation und Siedelung. Das letzte dieser neuzeitlichen „Maxima“ datiert aus der Mitte des vorigen Jahrhunderts; damals reichten alle die größeren der heutigen Alpengletscher um einige hundert Meter weiter vor, sperrte z. B. der Vernagtferner zum letzten Male das Rofental, seinen Bach zu einem See aufstauend, der dann ausbrach. Ein lichter Saum mit nur lockerem, jungem Pflanzenwuchs, in höheren Lagen fast steril, zeigt mit aller Schärfe die Gletscher- ausdehnung jener jungvergangenen Zeit, noch mancher alte Bergbauer weiß davon zu erzählen.

Schließlich langten wir wieder bei den Gletschern der Gegenwart an und freuen uns, daß wenigstens dieser kleine Teil von der Vergangenheit auf uns gekommen ist, immer noch großartig und interessant genug, um den Hochalpen ganz besondere Reize zu geben.

PROBLEME DER ALPINEN EISZEITFORSCHUNG □ □

Nur flüchtig war der Überblick und lediglich die Gletscher selbst betreffend. Für die Wissenschaft steht heute das Studium der Begleit- und Folgeerscheinungen im Vordergrund. An sie knüpfen die Versuche zur Lösung der großen glazialgeologischen Probleme an.

Aus der Vergletscherung ergibt sich die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze und aus dieser wieder das Klima der Alpen im Eiszeitalter; das Rätsel der Ursache tritt einen Schritt rückwärts. Die Moränen der Gletscher wurden zum Teil von den Schmelzwässern verfrachtet und zu großen Schotterfeldern ausgebreitet, deren wiederholte Ineinanderschachtelung wichtige Schlüsse auf die Gliederung der Eiszeitepoche gestattet. Der gesamte Formenschatz der Alpen, vor allem der ihrer Täler, ist durch die Vergletscherung weitgehend beeinflusst worden; eine Analyse dieser Wirkungen gibt daher Anhaltspunkte über die morphologische Entwicklungsgeschichte der Alpen. Die Eiszeit war für die Alpen der letzte im großen wirksame Faktor der geologischen Vergangenheit; sie prägte ihnen darum nicht nur im Bild und Relief gerade die hervortretendsten Züge auf, sondern schuf auch die Grundlage für alle spätere organische Besiedlung, sowohl was den Untergang des Alten, als das Aufkommen des Neuen betraf. In die Eiszeit fällt auch das erste Auftreten des Menschen und wie schon sein Verhältnis zur eiszeitlichen Vergletscherung selbst ein interessantes Kapitel ist, spielen ihre Wirkungen in die verschiedensten Kulturzweige der alpinen Gegenwart hinein.

SCHLUSS

Doch vieler Arbeit bedarf es noch, um dieses und anderes zu klären. In dem einen hauptsächlich Punkte hingegen, der eiszeitlichen Ausbreitung des Glazialphänomens in den Alpen, sind wir den großen Zügen nach schon so weit unterrichtet, daß es möglich war, ein Bild davon zu entwerfen. Und dieser Erfolg der alpinen Naturwissenschaft steht nicht außer Beziehung zum Alpinismus und Alpenverein, wir danken ihn in erster Linie einem Werke, das auf Anregung unserer Sektion Breslau entstand, dem großen Werke von Penck und Brückner: „Die Alpen im Eiszeitalter“.