

Die Hohen Tauern in der Eiszeit und Nacheiszeit

1. Die Eiszeit

Während der Eiszeit haben die großen Gletscher in den Alpen nach dem geologischen Werden das vorhandene Relief nachhaltig überformt. Die eiszeitlichen Gletscher waren daher der letzte große landschaftsgestaltende Faktor im Alpenraum. Die Hohen Tauern waren während der Eiszeit das Nährgebiet von großen Gletschern. Durch die Wirkung der eiszeitlichen Gletscher ist der sog. eiszeitliche (glaziale) Formenschatz entstanden, wie er in den Hohen Tauern besonders typisch vorkommt.

In der Erdgeschichte hat es mehrmals Eiszeiten gegeben, sie sind an und für

sich ein eher seltenes Ereignis. Die jüngste Eiszeit (Quartär) wurde mit einer beginnenden Abkühlung des Klimas vor etwa 30 Mio. Jahren eingeleitet. Schon vor 3 Mio. Jahren erreichten die Temperaturen eiszeitliche Tiefwerte. In den vergangenen 2–3 Mio. Jahren schwankte das Klima extrem, wobei Perioden mit starker Vergletscherung während der sogenannten Kaltzeiten (Glaziale) mit Warmzeiten (Interglaziale) abwechselten. Während der Höhepunkte der Kaltzeiten war die Erde 30 % vergletschert gegenüber heute 10 %. Der Wechsel von kalten und warmen Klimaperioden dauerte jeweils hunderttausende Jahre, wobei die Zwischenphasen dieser Extreme – wie man

heute weiß – in sich durch weitere Schwankungen immer wieder unterbrochen wurden, durch die sogenannten Stadiale, in denen die eiszeitlichen Gletscher kleiner waren. Heute leben wir in einer Warm- bzw. Interglazialzeit, die daher auch als Zwischeneiszeit bezeichnet wird. Die letzte Vergletscherungsperiode wird in den Alpen Würm-Eiszeit genannt. Auch in dieser Zeit gab es große Klimaschwankungen, wobei der letzte große würmeiszeitliche Vorstoß vor ca. 22.000 Jahren einsetzte, um 18.000 vor heute sein Maximum erreichte und vor 14.000–15.000 Jahren wieder zu Ende ging.

Während des Hochglazials war die Schneegrenze um 1.200–1.300 m tiefer

Abb. 1: Das Eisstromnetz (hellblau) zur Zeit der letzten großen Vereisung (Würm). Die Hohen Tauern waren das Hauptnährgebiet der umgebenden Großgletscher, u. a. Salzach- und Draugletscher.





*Abb. 2: Das Nährgebiet des Taku-Gletschers (Juneau Icefield, Küstengebirge Alaskas). Die Bergstüler sind noch in der Gegenwart vergletschert, nur die höchsten Gipfel und Grate ragen aus dem Eis heraus; ähnlich haben die Hohen Tauern während der Eiszeit ausgesehen.
Foto: H. Slupetzky*

als heute, die Sommertemperaturen lagen um 10 Grad und mehr tiefer. Daß der Wald bzw. das Vegetationskleid der Zwischeneiszeiten immer wieder verdrängt wurde, liegt auf der Hand.

Die Alpen hatten eine sogenannte Talnetzvergletscherung bzw. ein Eisstromnetz, bei Austritt ins Alpenvorland bildeten sich zumeist große Vorlandgletscher (Abb. 1, nach VAN HUSEN, 1987).

Die Hohen Tauern waren Nährgebiet für den Salzachgletscher im Norden und für den Draugletscher im Süden.

Die Eisoberfläche lag über dem Kalser und Felber Tauern nur wenig über 2.600 m und war auch in den obersten Sammelbecken der Täler nicht viel höher. Die Eisstromhöhe betrug jedoch im Salzachtal noch 2.600 m, da es zu

einem Rückstau an den Kitzbühler Alpen kam. Nur wenige Berggipfel dieser Region ragten aus dem Eisstrom heraus.

Der eiszeitliche Salzachgletscher hatte zur Zeit seiner maximalen Ausdehnung in der Würm-Kaltzeit eine Fläche von ca. 6.800 km². Einen ähnlichen Vergletscherungstyp findet man heute z. B. im St. Elias Gebirge in Alaska: Der Malaspina-Gletscher breitet sich mit einer Fläche von 2.200 km² als Vorland-(oder Piedmont-) Gletscher am Gebirgsrand aus, das gesamte Einzugsgebiet hat eine Fläche von 5.200 km². In einzelnen Gebirgen Alaskas findet man heute noch Verhältnisse, wie sie während der Eiszeit in den Alpen geherrscht haben (Abb. 2 und 3).

2. Gletscher- und Klimaentwicklung im Spät- und Postglazial

Der Rückzug des Würm-Gletschers und der Zerfall des Eisstromnetzes in den Tälern fallen in die sogenannte Spätglazialzeit. Das Alpine Spätglazial begann vor ca. 16.000–17.000 Jahren und endete vor 10.000 Jahren. Der Eisrückzug wurde mehrmals durch Kälterückfälle und damit verbundene Vorstöße der Gletscher unterbrochen. Bei Jochberg in den Kitzbühler Alpen liegen Moränen eines spätglazialen Gletscherstandes, die zeigen, daß der Paß Thurn zu dieser Zeit noch von Eis überflossen wurde, das Salzachtal war daher noch weitgehend eisgefüllt. Während des Gschnitz-



Abb. 3: Talnetzvergletscherung im Küstengebirge Alaskas bei Juneau. Vom großen Juneau Eisfeld fließen die Gletscherströme durch die Haupttäler an den Gebirgsrand. Das Zusammenströmen z. B. des eiszeitlichen Salzach- und Lammergletschers im Salzachtal ist mit den im Foto sichtbaren Eisströmen vergleichbar. Foto: H. Slupetzky

stadiums (im Pinzgau lokal als Gerlos-Stadium bezeichnet, um 13.000 vor heute) reichten manche Tauerngletscher noch bis ins Salzach-Haupttal, die Schneegrenze lag 650–700 m tiefer als heute. So erreichten der Ober- und der Untersulzbachgletscher noch das Salzachtal und füllten mit einer gemeinsamen Gletscherzunge das Becken von Rosental (die Burgruine Hieburg steht auf der dazugehörenden Moräne). Der Stubach-Gletscher erreichte gerade nicht mehr den Talausgang, das Ende des Kapruner Gletschers lag an der Einmündung ins Salzachtal. Im Fuschertal sind beim Ort Fusch modellartig Moränen dieses Gschnitz-Standes erhalten. Um 12.000 vor heute – dem Daunstadium – waren die Gletscher

schon beträchtlich kürzer (Schneegrenze 300–400 m tiefer). Die Sommertemperaturen lagen 3–4 Grad unter den gegenwärtigen. Im Stubachtal z. B. reichten die Daun-Gletscherzungen – eine aus dem Tauernmoosbachtal, die andere aus dem Weißbachtal – gerade noch bis zum Enzingerboden auf eine Höhe von rund 1.500 m herab. Das Egesenstadium ist die letzte spätglaziale Vorstoßperiode (ca. 300 m Schneegrenzdepression). Dies entspricht einer nur um 2–3 Grad kühleren Sommertemperatur. Danach, um 10.000 vor heute, trat eine rasche Erwärmung auf gegenwärtige Verhältnisse ein. Im Alpenen Postglazial schwankten das Klima und die Gletscher mit geringer Schwankungsbreite um gegenwärtige

Verhältnisse (Abb. 4, aus G. PATZELT, 1980), d. h., so wie die Gletscher in den letzten Jahrhunderten zwischen einem maximalen Vorstoß um 1850 und der Rückzugsperiode bis in die jüngste Zeit schwankten, variierten ihre Ausmaße in den letzten 10.000 Jahren in ähnlicher Art.

Man weiß heute, daß es keine – wie man früher annahm – 6.000 Jahre lange Zeit mit wesentlich wärmerem Klima als heute gab (Abb. 4). Die Postglazialzeit ist charakterisiert durch Klima-, Gletscher- und Waldgrenzschwankungen in einer relativ engen und ähnlichen Bandbreite. Es gab mindestens acht Gletschervorstoßperioden, wobei die Schneegrenze ca. 100 m abgesenkt war, was einer längerfristigen Abnahme der

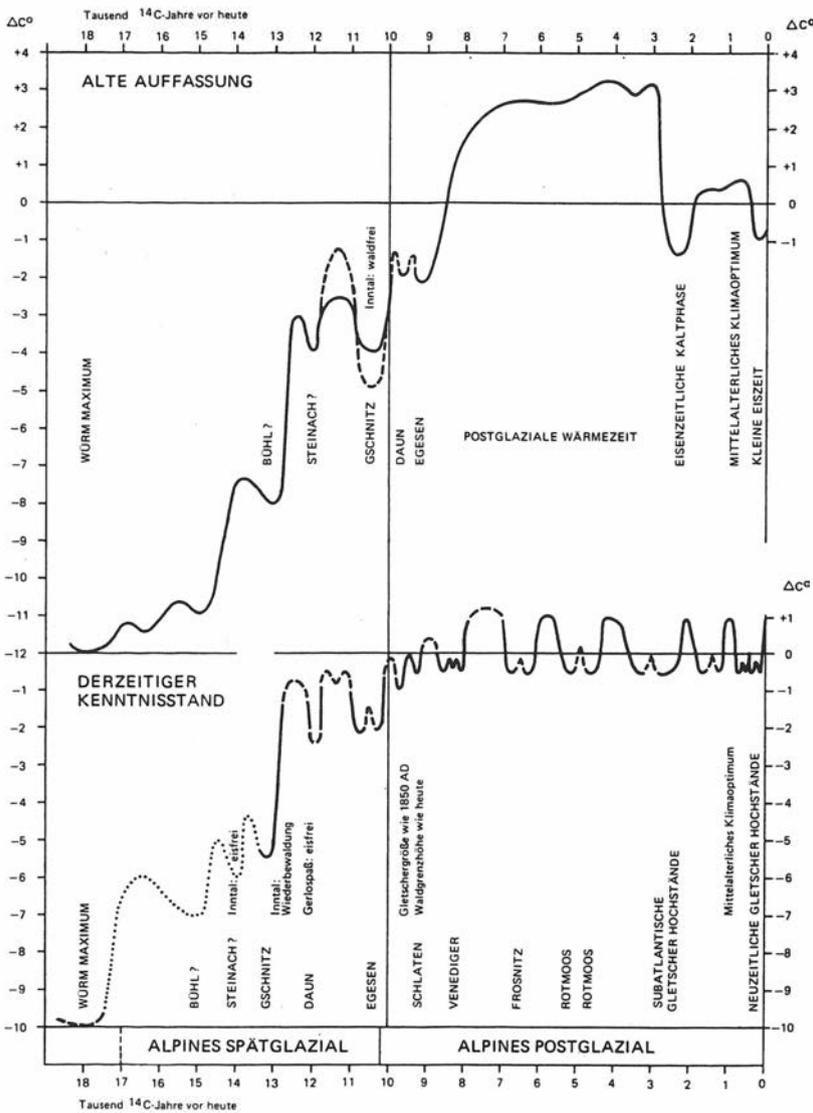


Abb. 4: Die Klima- und Gletscherschwankungen in den Alpen in der Spät- und Nacheiszeit. (Aus: PATZELT, 1980, S. 12.) Seit dem Würmmaximum (die Ausdehnung der riesigen eiszeitlichen Gletscher zeigt Abb. 1) hat sich das Klima bis etwa 10.000 vor heute auf gegenwärtige Temperaturverhältnisse erwärmt, das Eisstromnetz verschwand. In der Nacheiszeit schwankte das Klima und damit die Größe der Alpengletscher in einem engen Rahmen.

Sommertemperatur um 0,6 Grad C entspricht. In wärmeren Phasen lag die Waldgrenze 100–150 m höher als bei den gegenwärtigen Klimaverhältnissen. Die Waldgrenze schwankte daher nur in einem Bereich von 200–250 m, die Sommertemperatur innerhalb eines Bereiches von ca. 1,6 Grad C.

3. Die Entstehung des eiszeitlichen (glazialen) Formenschatzes

Nach dem Schwinden der eiszeitlichen Gletscher ist ein Formenschatz zurückgeblieben, der den Hohen Tauern ein charakteristisches Gepräge gibt und der sie erst richtig zum Hochgebirge stempelt. Der mehrmalige Wechsel von Eis-

zeiten und Zwischeneiszeiten verursachte eine nachhaltige Formung und Überformung des Gebirges. Die Gletscher räumten den älteren Schutt aus dem Gebirgsinneren ins Vorland hinaus, verschärften die Unterschiede zwischen steil und flach, und vergrößerten den Gegensatz zwischen den Tälern und der Hochregion. Der sogenannte glaziale Formenschatz mit Kare, Trogtälern usw. prägt heute die Hohen Tauern (Abb. 5).

Man muß sich jedoch bewußt sein, daß die eiszeitlichen Gletscher ein bestimmtes Relief vorgefunden hatten, mit Tälern, Becken und Bergkämmen, und bestimmte vorgegebene geologische Strukturen. Dieser schon präglazial, d. h. voreiszeitlich vorhandene For-

menschatz hatte daher einen bedeutenden Einfluß auf die Wirkung der Gletscher. So war z. B. der Stufenbau in den Tauerntälern schon vorhanden, die Gletscher vertieften die Talböden zu Becken und versteilten die Stufen. Aus sanften Bergen wurden durch das Eintiefen der Kare scharfe Grate und Gipfel, aus Quelltrichtern und hochgelegenen Mulden wurden Kare.

Um den gegenwärtigen eiszeitlichen Formenschatz in den Hohen Tauern zu verstehen, muß man wenigstens einige wichtige Vorgänge und Prozesse der Gletscherbewegungen näher erläutern (Abb. 6, aus VAN HUSEN, 1987).

Ein Gletscher (Abb. 7) hat ein Nährgebiet (Akkumulationsgebiet) und ein Zehrgebiet (Ablationsgebiet). Im Nähr-



Abb. 5: Typischer glazialer Formenschatz in den Zillertaler Alpen (Wallbachspitze, Gr. Löffler) mit zugeschärften Graten und Gipfeln und eiszeitlichen Karen; während der Eiszeiten haben nur die höchsten Erhebungen aus dem Eisstromnetz herausgeragt (vgl. Abb. 2), heute kommen nur mehr kleine Kargletscher vor. Foto: H. Slupetzky

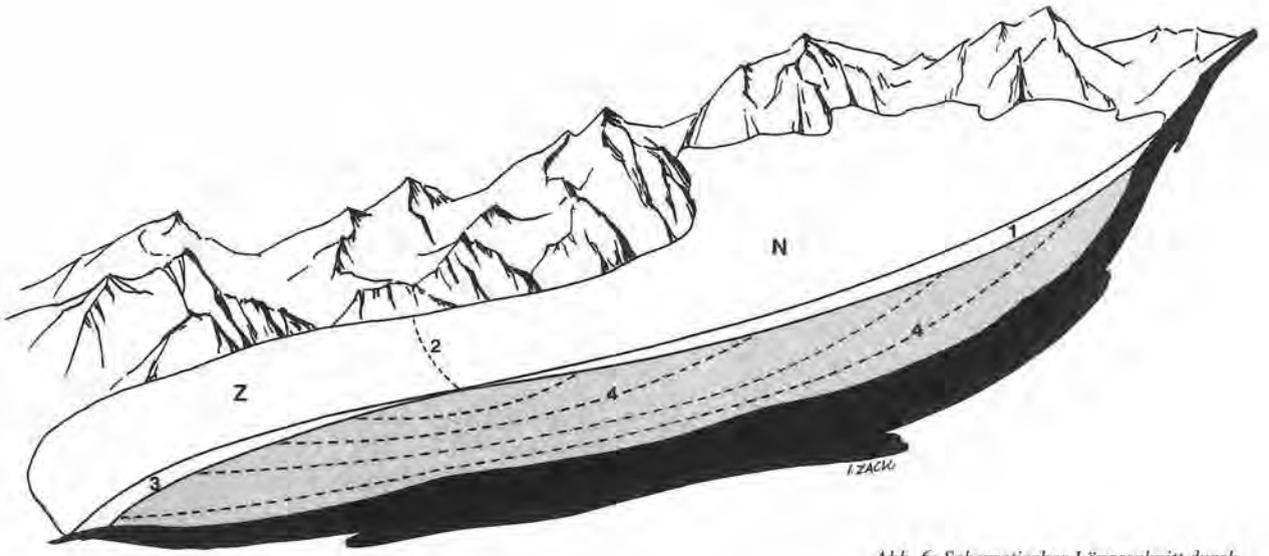


Abb. 6: Schematischer Längsschnitt durch einen Modellgletscher. (Aus: VAN HUSEN, 1987, S. 6.) Aus dem Nährgebiet (N) fließt das aus den jährlichen Schneeablagerungen (1) hervorgegangene Eis talwärts in das Zehrgebiet (Z). Das Nähr- und Zehrgebiet wird durch die Gleichgewichtslinie (2) getrennt, oberhalb findet im Durchschnitt vieler Jahre Massenzuwachs, unterhalb Massenverlust durch die Abschmelzung von Eis (3) statt. Der Eistransport geschieht durch laminares Fließen, d. h. die Stromlinien (4) überkreuzen sich nicht. Es geht ein ständiger Eisnachschub vor sich, der die Abschmelzung auf der Gletscherzunge unterhalb der Gleichgewichtslinie mehr oder weniger kompensieren kann.

gebiet wird jedes Jahr mehr oder weniger Schnee von der Winterperiode am Ende des Sommers liegenbleiben, im Zehrgebiet findet je nach Sommer viel oder wenig Ablation (Abschmelzung), zumeist von Eis, statt. Die Trennlinie zwischen beiden Gebieten wird Gleichgewichtslinie – weil sich Auftrag und Abtrag die Waage halten – oder „Schneegrenze“ genannt. Die im Nährgebiet abgelagerten, im Laufe der Jahre zu Eis umgewandelten Schneeschichten werden mit der Schwerkraft abwärts transportiert. Der Gletscher versucht durch diese Fließbewegung seine Dimension zu erhalten oder sich wegen geänderter Klimaverhältnisse, d. h. geänderter Ernährungsbedingungen, durch eine neue Größe des Gletschers anzupassen. Über einen längeren Zeitraum kann sich nur theoretisch ein Gleichgewichtszustand einstellen, bei dem aus dem Nährgebiet so viel Eis ins Zehrgebiet nachfließt, daß die Zunge „ernährt“ werden kann bzw. so viel Eis durch Nachfließen ersetzt wird, als im Sommer abschmilzt. Meistens reicht der Ernährungszustand des Gletschers mehr oder weniger stark von diesem idealen Gleichgewichtszustand ab. Entweder es herrschen wärmere Klimabedingungen vor, so daß im Nährgebiet im Laufe der Jahre weniger Schnee abgelagert wird; die bestehende Gletscherzunge ist zu groß für diese Klimabedingungen, sie

schmilzt zurück, weil weniger Eis nachfließt. Oder es herrschen im Durchschnitt kältere Klimabedingungen, dabei wird mehr Schnee im Nährgebiet abgelagert; es wird damit auch mehr Eis durch den Gletscher fließen. Wenn mehr Eismasse nachfließt als im Sommer abschmilzt, kann die Stirn vorstoßen.

Es wurde ein wichtiger Zusammenhang aufgezeigt, den man sich bewußt machen muß: Die Gletscher sind in ein bestimmtes Klima eingebettet, von dem ihre „Existenz“ abhängt. Ändert sich das Klima, muß sich der Gletscher an diese geänderten Bedingungen anpassen. Klimaschwankungen verursachen daher Gletscherschwankungen.

Die Fließgeschwindigkeit der Gletscher hängt von verschiedenen Komponenten ab: von der Ernährung, dem Gefälle des Untergrundes und der Eisoberfläche (je steiler um so rascher), vom Querschnitt (je enger um so rascher) aber z. B. auch von der Temperatur oder von der sommerlichen Wasserschicht am Gletscherbett. Die Gletscher in den Hohen Tauern haben eine jährliche Fließgeschwindigkeit von wenigen Metern bis etwa 30 m. Wie Messungen ergeben haben, kommen bei der Pasterze Jahresbewegungen zwischen ca. 15 m (gegen das Gletscherende) und etwa 100 m (unterhalb des Hufeisenbruches) vor. Die eiszeitlichen Gletscher flossen mit Geschwindigkeiten von mehreren 100 m

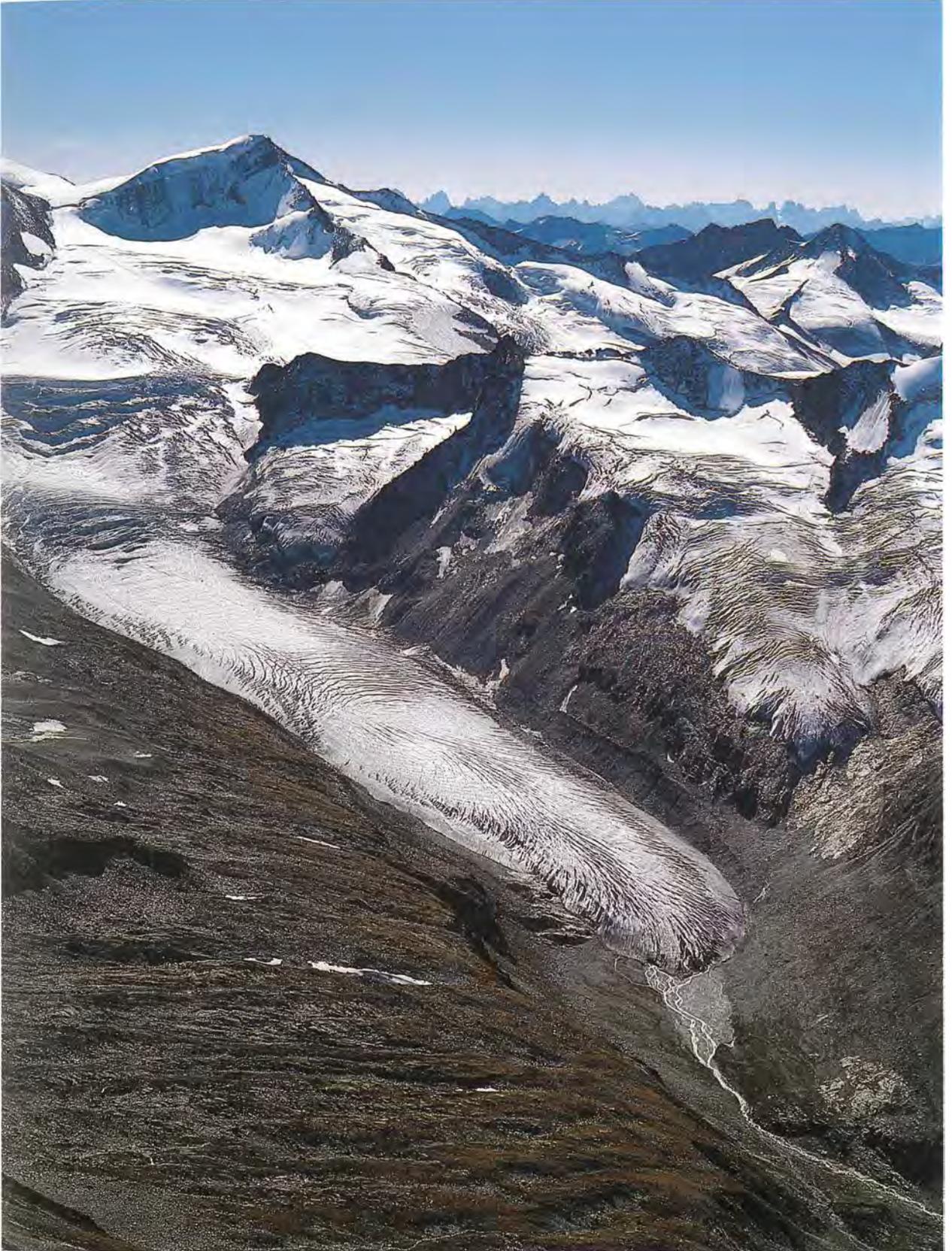


Abb. 7: Das Untere Sulzbachkees mit rund 6 km Länge ist ein Talgletscher mit modellhafter Gletscherzunge (Großvenediger). Foto: H. Slupetzky



Abb. 8: Gletscherschliff im Gletschervorfeld des Schmiedingerkeeses (Glocknergruppe). Im Eis eingefrorener Sand hat den Fels beim Darüberfließen wie mit Sandpapier abgeschliffen, mitbewegte Felsblöcke haben Rillen hinterlassen, sog. Gletscherschrammen. Der Gletscher floß von rechts nach links und übte großen Druck aus, nur dadurch konnte der Gletscherschliff entstehen. Als typisches Zeichen für die Wirkung der Gletscher bleiben nach dem Rückschmelzen abgeschliffene, spindelförmige Felsbuckel zurück, sog. Rundhöcker. Foto: H. Slupetzky

bis vielleicht 1 km pro Jahr. Im Gletscher herrschen relative Unterschiede im Bewegungsausmaß, die für die Gletschererosion von Bedeutung sind. Da ein ständiger Austausch von Masse aus höheren in tiefere Lagen stattfindet, bearbeitet ein Gletscher beim Talabfließen ständig das Felsbett.

Auf Grund der Gletscherbewegung, die im Bereich des Gletscherbettes der Zunge nach unten und zur Seite gerichtet ist, kann der Gletscher Tiefen- und Seitenerosion leisten. Dieser Prozeß muß nur lange genug vor sich gehen, um als Folge davon ein Trog-Profil im Talquerschnitt zu erzeugen.

Hierbei muß man aber wissen, daß das Eis allein nicht das Gestein abtragen (erodieren) kann. Zuzufolge der dem Eis typischen physikalischen Eigenschaften (plastisch-zähflüssig) paßt sich das Eis beim Überfließen des Geländes den Felsunebenheiten „plastisch“ an, wenn der Druck eine gewisse Größe überschreitet. Trotzdem verursacht der Gletscher beträchtliche Abtragungen. Dies geschieht dadurch, daß im Gletscherbett zwischen der Grundmoräne und dem Eis eine Übergangszone vorhanden ist. Im Eis mitbewegte Felsblöcke und mitbewegter Sand schleifen den Untergrund ab. Es entstehen Gletscherschliffe und Gletscherschrammen (Abb. 8). Aber auch durch Anfrieren des Eises wird Gestein losgerissen. Unter Druck stehendes Schmelzwasser schwemmt das zerkleinerte und zerriebene Gesteinsmaterial

immer wieder weg (ausgeschwemmte Partikel unter 0,2 mm erzeugen die trübe „Gletschermilch“ des Gletscherbaches). Eine Kombination all dieser Vorgänge ergibt die Erosionsleistung des Gletschers. Auch wenn diese glaziale Abtragung an und für sich nicht sehr groß ist, wird durch den langen Zeitraum der Eiszeit manchmal eine beträchtliche Erosionstiefe erreicht.

An den oberen Rändern des Nährgebietes im Bereich des eiszeitlichen Bergschlundes, sind besondere Abtragungsprozesse im Gang gewesen, die zur Entstehung der Kar-Rückwände geführt haben, einer Versteilung zwischen Gipfelhang und Karboden. So wie während der Eiszeit gehen diese Prozesse auch bei den heutigen Gletschern vor sich.

4. Der eiszeitliche (glaziale) Formenschatz der Hohen Tauern

Bei der Wirkung der Gletscher unterscheidet man zwei große Formengruppen: Abtragungsformen und Aufschüttungsformen. Aufschüttungsformen findet man in der Regel im Zehrgebiet, d. h., im allgemeinen beim Austritt der Eiszeitgletscher ins Vorland, den glazialen Erosionsformenschatz dagegen in den (ehemaligen) Nährgebieten, wo Abtragung vorgeherrscht hat. Die glazialen Abtragungsformen prägen die Landschaft in den Hohen Tauern, sie sind ein charakteristisches Element des Hochgebirges. Zu den Leitformen zählt

Abb. 9: Das Habachtal ist ein typisches alpines Trogtal. Alle Tauerntäler sind Trogtäler, wobei die vor der eiszeitlichen Vergletscherung vorhanden gewesen Kerb- und Muldentäler während der Eiszeit zu Trogtälern mit U-förmigem Querschnitt umgestaltet wurden. Moränenablagerungen und Schuttkegel haben in der Nacheiszeit den Boden des Trogtales zugeschüttet.

Foto: L. Beckel;
Freigabe BMFLV:
ZL. RAbt. B. 13080/704-1.6/78.



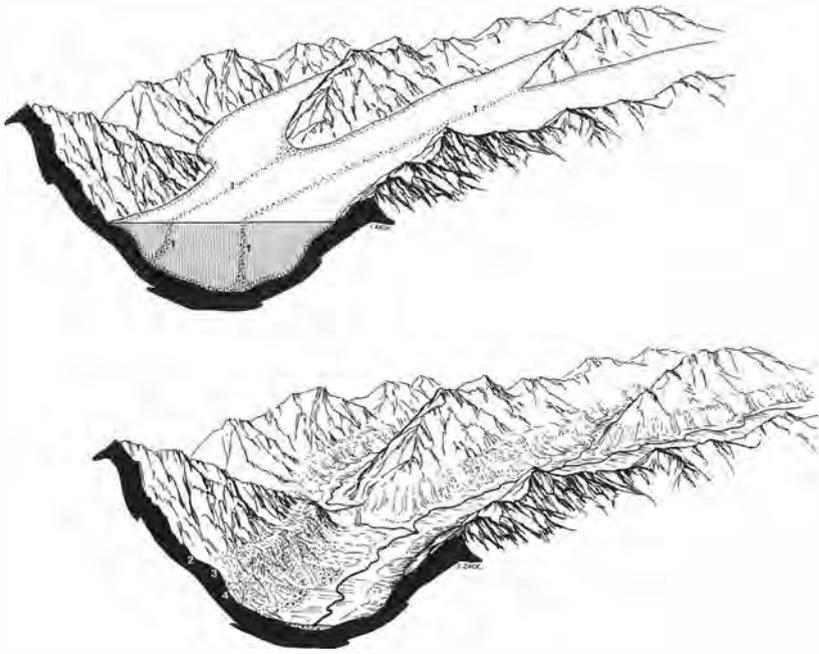


Abb. 10: Überformung eines Tales durch Eisströme. (Aus: VAN HUSEN, 1987, S. 10.) Beim Zusammenströmen von Gletschern bilden sich sog. Mittelmoränen (1). Die Täler sind mit Eismassen gefüllt und werden von den talwärts fließenden Gletschern im Laufe von vielen Jahrtausenden ausgeschürft und abgetragen. Nach dem Abschmelzen des Eisstromnetzes bleibt ein alpiner Trog mit Trogschulter (3) und Trogwand (4) zurück. Die Obergrenze der abschleifenden Wirkung der Gletscher bildet die Schliiffkehle (2). Außerhalb der Eisströme hat der Frost in den Nährgebieten der Gletscher den Fels verwittert und zu scharfkantigen Gipfeln und Graten geführt.

der alpine Trog. Diese Täler entstanden aus voreiszeitlichen Kerb- und Muldentälern und wurden von den Gletschern umgestaltet. Alle Tauertäler sind Trogtäler, wobei besonders das Habachtal modellartig ausgebildet ist (Abb. 9). Die glazialen Tröge haben einen charakteristischen Begleitformenschatz: Die Trogwände sind von Wasserfällen zerschnitten, der Trogboden ist durch nacheiszeitliche Mur- und Steinschlagkegel und Talzuschüttungen verdeckt (Abb. 10, aus VAN HUSEN, 1987). Der Stufenbau mancher nördlicher Tauertäler ist durch die Gletscher nur umgeformt, aber nicht primär geschaffen worden. Sie waren aufgrund bestimmter geologischer Strukturen (z. B. harte Gesteinszonen) und bestimmter morphologischer Prozesse schon vor der Eiszeit vorhanden und wurden von den Eiszeitgletschern umgestaltet und versteilt, z. B. im Kapruner-, Stubach- und Krimmlertal.

Eine weitere glaziale Leitform ist das Kar. Mulden und Quelltrichter (z. B. bei der Pihapper Spitze im Felbertal, Abb. 11) aus der Vor-Eiszeit sind zu Sammelbecken des Schnees bzw. Eises im Nährgebiet geworden und wurden durch die Glazialerosion und durch die Frostverwitterung zu Hohlformen, eben

die Kare, umgeformt. Zur typischen Formengemeinschaft gehören der Karboden, der Karsee, die Karschwelle, die Karrückwand und darüber die Steinschlag- bzw. Lawinenrinnen. Berg Rücken und Gipfel, die aus dem Eis herausragten, wurden durch die Frostverwitterung und die Rückverlegung der Karwände und Gipfelhänge zu scharfen Graten umgewandelt, wobei die Verschneidung mehrerer Kare zu Karlingen geführt hat (z. B. der Großglockner). Sie tragen zumeist auch Namen mit „Horn“, wie z. B. das Wiesbachhorn. Die abtragende und abschleifende Wirkung des fließenden Eises zusammen mit dem mitgeführten Moränenmaterial ließ Rundhöcker entstehen (Abb. 8). Sie sind vor allem in den Karböden und auf den Trogschultern zu finden.

Beim Gletscherformenschatz müssen auch die Gletschertöpfe genannt werden. Im Bereich der Hohen Tauern gibt es etliche Beispiele, wie im Krimmler-, Obersulzbach-, Habach- und besonders im Stubachtal. Ihre Entstehung verdanken sie weniger einem Wasserfall von der Oberfläche des Gletschers bis zum Untergrund, als vielmehr dem im Gletscher und an der Basis zwischen Eis und Fels unter großem hydrostatischen Druck stehenden Wasser, das durch Spalten,

Röhren und Gänge von der Oberfläche in die Tiefe gelangt ist. Dieses Wasser kann wegen der großen Fließgeschwindigkeit Moränenblöcke und Sand mitbewegen, und bei rotierender Bewegung Rinnen und Töpfe im Fels ausmahlen. Hier sind zwei Begriffe zu unterscheiden: Gletschermühlen sind Rinnen und Röhren an der Eisoberfläche, durch die das Schmelzwasser die erste Strecke zurücklegt, Gletschertöpfe sind eine zylindrische Hohlform im Gestein – als Ergebnis der Erosionsprozesse des Wassers unter dem Gletscher.

5. Die spät- und postglazialen morphologischen Prozesse

Der hocheiszeitliche Formenschatz hat in der Spät- und Nacheiszeit eine nachhaltige Umgestaltung erfahren. Nach dem etappenweisen Eisfreiwerden der Alpentäler und dem Auftauen des Dauerfrostes – während der Kältephasen war ja der Boden, der Fels ganzjährig bis in große Tiefe gefroren – wurden bisher festgehaltene Schuttmassen umgelagert. Von den Hängen wurde das Lockermaterial abgeschwemmt, mächtige Moränendecken wurden von den Bächen und Flüssen weitertransportiert, Seitenbäche schütteten Schwemmkegel auf, aus

Gräben wurden Murkegel abgelagert. Auch Bergstürze ereigneten sich. Die von den Gletschern ausgeräumten Haupttäler, wie z. B. das Salzachtal, wurden aufgefüllt. Vielfach waren zu-erst zahlreiche Seen vorhanden, die nach und nach verlandeten.

Diese in der Hauptsache fluviatilen, d. h. vom Wasser verursachten Prozesse waren zu Ende, als sich eine geschlossene Vegetationsdecke gebildet hatte. An der Wende Spät-Postglazial bestand schon ein geschlossenes Waldkleid, das die Umlagerung von Lockermaterial weitgehend unterband (erst die menschlichen Eingriffe haben wieder Abtragungsprozesse aktiviert).

6. Jüngere Gletscherschwankungen

Wir haben festgestellt, daß es in der Nacheiszeit (seit 10.200 vor heute) mindestens 8 Vorstoßperioden der nacheiszeitlichen Gletscher gab (Abb. 4).

Wie haben sich die Tauerngletscher in den letzten Jahrhunderten verhalten?

- 09.–11. Jh. Mittelalterliches Klimatumum
- 12.–13. Jh. Vorstoß der Gletscher, vielfach so groß wie in der Mitte des vorigen Jahrhunderts („neuzeitliche Größe“).
- 14.–16. Jh. Nur kurze Rückzugsperiode, durch Vorstoßphasen immer wieder unterbrochen.
- 2. H. d. 16. Jh. Klimaverschlechterung, erster Höhepunkt zu Beginn des 17. Jh., Gletscher reagieren mit kräftigem Vorstoß.
- 17.–18. Jh. Mehrfach hohe Gletscherstände.
- 19. Jh. Letzter kräftiger Vorstoß mit Höhepunkt um die Mitte des Jahrhunderts.

Die Vorstoßperiode vom 17. bis zum 19. Jh. wird mit „Neuzeitliche Gletscherschwankungen“ bezeichnet. Der letzte allgemeine Vorstoß ereignete sich zwischen 1810 und 1850. Fast alle Glet-

scher der Hohen Tauern haben zwischen 1850 und 1855 die größte Ausdehnung dieser Vorstoßperiode erreicht.

Bald nach 1860 schmolzen alle Gletscher wieder stark zurück, zwischen ca. 1875 und 1880 verlangsamt sich der Rückzug, nur sehr vereinzelt stießen Gletscher vor (z. B. Stubacher Sonnblückes um 1880). Zur Jahrhundertwende gab es erneut eine etwas stärkere Vorstoßphase, ca. 50 % der Ostalpengletscher wuchsen. Um 1915 begann ein kräftiger Vorstoß, der Höhepunkt war in den 20er Jahren. Fast alle Tauerngletscher haben den sog. 1920er-Moränenwall aufgeschoben.

Seit Ende der 20er Jahre kam es zu einem allgemeinen, jahrzehntelangen Rückzug der Gletscher, mit einem Maximum in den 40er Jahren.

Das vom Gletscher freigegebene Gelände zwischen der 1850er-Moräne und dem heutigen Gletscherende wird als Gletschervorfeld bezeichnet. Es ist charakterisiert durch junge morphologische Vorgänge und Einwandern der Vegetation.

Die Alpen und damit auch die Tauerngletscher befinden sich also seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts in einer Rückschmelzphase, die nur durch wenige Stillstände bzw. Vorstöße unterbrochen wurde. Hohe Stirn- und Ufermoränenwälle und die großen, eisfrei gewordenen Gletschervorfelder zeugen von dem ehemaligen Hochstand der Gletscher. Drastisch ist dies am Beispiel der Pasterze zu sehen: Sie ist seit 1850 um 2 km kürzer geworden und hat 1,2 Milliarden m³ an Masse verloren. Die Fläche reduzierte sich um rund ein Drittel.

Der allgemeine starke Rückzug ist auf eine Erwärmung des Klimas, die sich in einer Zunahme der mittleren Sommer-temperatur um rund 1 Grad widerspiegelt, seit Mitte des vorigen Jahrhunderts zurückzuführen.

7. Das Verhalten der Tauerngletscher in jüngster Zeit

Durch Fotovergleiche, Längenmessungen der Gletscher im Rahmen des Alpenvereins-Meßprogrammes und verschiedene gletscherkundliche Forschungen sind wir über die Schwankungen der Gletscher in unserem Jahrhundert gut unterrichtet. Mit Massen-



Abb. 11: Quelltrichterkar (beim Pihapper, Felbertal). In dem Quelltrichter befand sich während jeder Eiszeit ein kleiner Gletscher. Durch glaziale Abtragungsvorgänge und die Frostverwitterung wurde der Quelltrichter zu einem Kar umgeformt. Mit steilen Felswänden ist das Kar in den Hang eingesenkt. Foto: H. Slupetzky

haushaltsuntersuchungen, wie z. B. am Stubacher Sonnblickkees wurde überdies in den letzten Jahrzehnten die gesamte Wirkungskette: Klimaschwankungen – Massenbilanz des Gletschers – Reaktion durch Änderung der Fließbewegung – Aufschieben einer Moräne erfaßt.

Der allgemeine Rückzug der Alpengletscher war um 1920 unterbrochen worden, damals begannen die Gletscher wieder vorzustoßen. In den Jahren 1915 bis 1920 waren ca. 70 % der erfaßten Gletscher im Vorstoß und hatten dabei eine Moräne aufgeschoben. Dem Vorstoß war eine kühle Klimaphase seit Beginn des Jahrhunderts bis Ende der 10er Jahre vorausgegangen. Mit Beginn der 20er Jahre setzte eine Erwärmung des Klimas ein, die rund 4 Jahrzehnte dauerte und die ihren Höhepunkt in den 40er Jahren erreichte: es war dies bis dahin das wärmste Jahrzehnt seit 1850. Besonders extrem warm war der Sommer 1947 mit einer Abweichung der Temperatur vom langjährigen Mittel um über 2 Grad. Als Folge davon schmolzen die Alpengletscher stark zurück.

In den 50er Jahren zeichnete sich erstmals wieder eine Umkehr ab. Von 1950 bis 1980 sanken die Sommertemperaturen im Gebirge im Mittel um 1 Grad ab. Mit dem Jahr 1965 setzte die jüngste

Vorstoßphase der Gletscher ein. Sie erreichte 1980 ihren Höhepunkt. Diese Vorstoßphase hat bei vielen Gletschern eine junge Vorstoßmoräne hinterlassen. Bei den Gletscherforschungen am Stubacher Sonnblickkees wurde dieser Vorstoß durch detaillierte Messungen erfaßt. Das Sonnblickkees hatte aufgrund der kühlen Klimaphase von 1964 bis 1981 rund 10 Mio. m³ an Masse zugenommen. Die Eisdicke nahm zunächst im Nährgebiet zu. Diese zusätzliche Eismasse begann rascher abzufließen, die Fließgeschwindigkeit verdoppelte bis vervierfachte sich. Die Gletscherzunge wurde dicker – bis zu 14 m innerhalb von 10 Jahren –, es wurde mehr Eis nachgeschoben als abschmolz: die Gletscherstirn rückte vor. War der Gletscher von 1960 bis 1973 noch rund 21 m zurückgeschmolzen, so stieß er von 1973 bis Juli 1982 um 25 m vor.

Kleinere, höher gelegene Gletscher haben auf die gletschergünstigen Klimaverhältnisse rascher mit einem Vorstoß reagiert. Bei größeren Gletschern und Talgletschern dauerte die Reaktionszeit länger, sie antworteten erst nach mehreren Jahren oder erst nach ein, zwei Jahrzehnten und mehr mit einem Vorstoß. So hatte die Pasterze (mit 9,2 km Länge) zwar wegen des Massenzuwachses mit einer Verdoppelung der

Fließgeschwindigkeit im oberen und mittleren Teil der Zunge reagiert, die Massenwelle erreichte jedoch nicht das Zungenende. Für die große Pasterze war die Klimaabkühlung zu kurz, sie schmilzt weiterhin zurück.

Die jüngste Vorstoßphase der Gletscher in den Alpen, und damit auch der in den Tauern, ist wieder vorbei. Ganz im Gegenteil, in den 80er Jahren verringerte sich die Anzahl der vorstoßenden Gletscher mehr und mehr. 1991/92 waren 98 % der österreichischen Gletscher im Rückzug, nur mehr 1 % stießen vor; solche Werte wurden seit 30 Jahren nicht mehr beobachtet (PATZELT, 1993). Die Gletscherzungen verflachen beim Abschmelzen mehr und mehr und zeigen oft Zerfallserscheinungen (Abb. 12).

Der Massenzuwachs des Stubacher Sonnblickkeeses von 10 Mio. m³ im Zeitraum von 17 Jahren wurde von 1982 bis 1993 mehr als abgebaut, der Gletscher verlor 12,7 Mio. m³ innerhalb von 11 Jahren; dies entspricht einem Dickenverlust von fast 8 m über den ganzen, 1,6 km² großen Gletscher. Seit dem letzten Maximalstand von 1850 hatte das Sonnblickkees noch nie eine so geringe Masse. Von 1982 bis 1993 wurde der Gletscher um 30 m kürzer. Der starke Massenverlust betrifft mehr oder weniger alle Tauerngletscher.

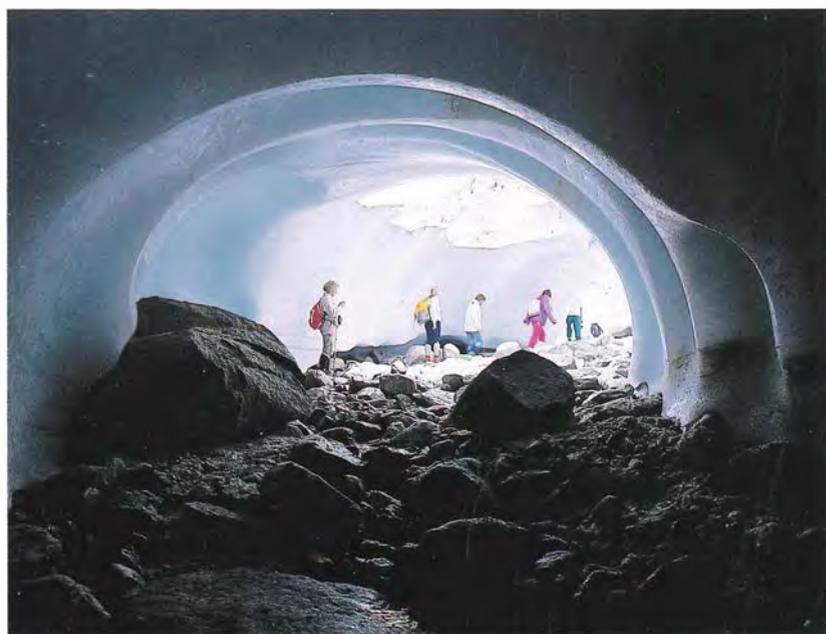


Abb. 12: Gletscherhöhle im Stubacher Sonnblickkees (Granatspitzgruppe).
Foto: H. Slupetzky

In den Nährgebieten der Gletscher sind die Firnschichten von vielen Jahrzehnten abgeschmolzen, besonders in den Hohen Tauern waren die Gletscher nie mehr so stark ausgeapert wie seit 1947. Die Abschmelzung in den Nährgebieten der Alpengletscher hat ein Ausmaß erreicht, wie es in der Postglazialzeit nur selten der Fall war. Ein Hinweis dafür ist der kulturhistorisch einmalige Fund des „Mannes vom Tisenjoch“ („Ötzi“) in den Ötztaler Alpen, der vor rund 5.300 Jahren gelebt hat (HÖPFEL et al., 1992). Durch das starke Rückschmelzen der Gletscherzungen wird in den Gletschervorfeldern Gelände frei, das in der Nacheiszeit immer wieder eisbedeckt war. Zum Beispiel wurden an der Pasterzenzunge Bäume gefunden, die vor rund 9.000 bzw. 10.000 Kalenderjahren dort wuchsen, wo sich heute noch die Paster-

zenzunge befindet (SLUPETZKY, 1990). Infolge der Klimaerwärmung seit Mitte des vorigen Jahrhunderts ist bei den Gletschern ein starker Schwund zu beobachten. In der Nacheiszeit hat es, wie man heute weiß, mehrmals natürliche Gletschervorstöße und -rückzüge als Folge von kühlen bzw. warmen Klimaphasen gegeben (Abb. 4). Es verdichten sich mehr und mehr die Hinweise, daß die jüngste Klimaerwärmung nicht mehr „natürlich“ ist, sondern durch anthropogene Einflüsse überlagert wird (die 80er Jahre gehören zu den wärmsten bisher beobachteten).

Durch den Treibhauseffekt könnte die zukünftige Klimaerwärmung ein Mehrfaches an Temperaturerhöhung bringen als in den bisherigen nacheiszeitlichen Warmphasen. Der Rückzug der Gletscher, auch in den Hohen Tauern, wäre

dann so stark, daß nur mehr die höchsten Gipfelregionen vergletschert wären.

Die eiszeitlichen Gletscher haben die Hohen Tauern in der Vergangenheit nachhaltig überprägt, der Schnee und die Gletscher sind auch heute ein nicht wegzudenkendes Wahrzeichen des Hochgebirges und damit auch der Hohen Tauern. Im Bereich des Nationalparks bietet sich die gute Gelegenheit, dem Besucher das Werden des glazialen Formenschatzes näherzubringen und mit Hilfe der Ergebnisse der Gletscherforschungen das Verständnis für die im Hochgebirge ablaufenden natürlichen Prozesse zu vertiefen.

*Adresse des Autors:
Univ.-Prof. Dr. Heinz Slupetzky,
Institut für Geographie, Universität Salzburg,
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg*

Weiterführende (und teilweise verwendete) Literatur:

- BÜDEL, J. u. U. GLASER (Schriftl.): Neue Forschungen im Umkreis der Glocknergruppe (1969). – Wiss. Alpenvereinshefte (München) Nr. 21, 321 S.
- DONGUS, H. (1984): Grundformen des Reliefs der Alpen. – Geograph. Rundschau 8, 388–394.
- HÖPFEL, F., W. PLATZER u. K. SPINDLER (Hrsg.) (1992): Der Mann im Eis. Bd. 1. Veröff. Univ. Innsbruck 187, 464 S.
- KASSER, P. u. W. HAEBERLI (Red.) (1979): Die Schweiz und ihre Gletscher. Von der Eiszeit bis zur Gegenwart. – Bern/Zürich: Kümmerli und Frey Geograph. Verlag 191 S.
- MÜLLER, G. u. H. SUIDA (Hrsg.) (1983): Salzburger Generalinformation (2. Auflage), Salzburg: Residenzverlag
- PATZELT, G. (1973): Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). – Zeitschr. Gletscherkunde u. Glazialgeologie IX/1, 5–57.
- PATZELT, G. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). – Zeitschr. Geomorphologie, N. F., 16, 25–72.
- PATZELT, G. (1975): Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. – Tirol, ein geographischer Exkursionsführer, Route 15: Unterinntal – Zillertal – Pinzgau – Kitzbühel. – Innsbrucker Geograph. Studien, Bd. 2, 309–329.
- PATZELT, G. (1980): Neue Ergebnisse der Spät- und Postglazialforschung in Tirol. – Jahresber. Österr. Geogr. Ges., Zweigver. Innsbruck, 11–18.
- PATZELT, G. (1984): Gletschermeßbericht. – Mitteil. Österr. Alpenverein 39 (109)/2, 39–44
- PATZELT, G. (1985): The period of glacier advances in the Alps, 1965 to 1980. – Zeitschr. Gletscherkunde u. Glazialgeologie 21, 403–407.
- PATZELT, G. (1993): Gletscherbericht 1991/92. Mitt. OeAV. Jg. 48 (118), H. 2/93, 16–20.
- SEEFELDNER, E. (1961): Salzburg und seine Landschaften. Das Bergland Buch. – Salzburg/Stuttgart, 573 S.
- SLUPETZKY, H. (1986): Zeugen der Eiszeit und Nacheiszeit und die heutigen Gletscher in den Hohen Tauern. Ausbildungsunterlagen für Nationalpark-Wanderführer. Nationalparkverwaltung Salzburg. 93–112.
- SLUPETZKY, H. (1990): Holzfunde aus dem Vorfeld der Pasterze. Erste Ergebnisse von 14 C-Datierungen. Zeitschr. Gletscherkunde u. Glazialgeologie 26/2, 179–187.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – Populärwiss. Veröff. Geol. B.-A. Wien., 24 S., 1 Karte.
- WEINHARD, R. (1973): Rekonstruktion des Eisstromnetzes der Ostalpen-nordseite zur Zeit des Würmmaximums mit einer Berechnung seiner Flächen und Volumina. – Sammlung Quartärmorpholog. Studien I. Heidelberger Geogr. Arbeiten 38, 158–178.

