

Die Gletscher des Dachsteinstockes in Vergangenheit und Gegenwart

II. Teil.

Von

Erik Arnberger und Erwin Wiltum (Wien).

Die nachstehenden Ergebnisse der Moränenaufnahmen und Gletscherrandmessungen beruhen wie beim I. Teil dieser Veröffentlichung auf Geländeaufnahmen, welche von der Gruppe für Natur- und Hochgebirgskunde und alpine Karstforschung der Sektion Edelweiß des Österreichischen Alpenvereines unter Leitung der beiden Verfasser 1951 und 1952 durchgeführt wurden. Es ergab sich dabei die Notwendigkeit, die im Vorfeld des heutigen Hallstätter Gletschers gewonnenen, zum Teil neuen Erkenntnisse mit den verschiedenen Ständen der anderen Dachsteingletscher zu vergleichen. Da eine zeitliche Einordnung von Gletscherständen nicht innerhalb einer Gebirgsgruppe allein zu lösen ist, war eine Bezugnahme auf andere Gebirgsgruppen und eine entsprechende Erweiterung der Darstellung unerlässlich.

Die Arbeiten wurden dankenswerterweise durch Subventionen der oberösterreichischen Landesregierung, der Oberösterreichischen Kraftwerke-AG. und des Österreichischen Alpenvereines gefördert. Die Drucklegung der Kartenbeilage wurde durch einen Druckkostenbeitrag des Notrings der wissenschaftlichen Verbände Österreichs ermöglicht.

I. Geschichte der Dachsteingletscher bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts.

Von

Erwin Wiltum

Keine schriftlichen Quellen berichten von den nacheiszeitlichen Schwankungen der Dachsteingletscher. Infolge der Verkehrsfeindlichkeit des zentralen Dachsteinstockes führten weder in vorgeschichtlicher noch in geschichtlicher Zeit irgendwelche Saumpfade über ihn. Im Vorfeld der Gletscher gab es auch keinen Bergbau, der Anlaß zu Berichten über das Verhalten der Eisströme hätte geben können. Alte, vordeutsche Flurnamen suchen wir auf der Alpenvereinskarte 1 : 25.000 vergebens, da die in Frage stehenden unwirtlichen Hochgebiete offenbar erst zur Zeit der spätmittelalterlichen deutschen Kolonisation in die Wirtschaftsfläche miteinbezogen wurden. Noch im 13. Jahrhundert z. B. war das Gosautal ein unbesiedeltes Waldgebiet, wie aus einer im Gemeindearchiv zu Gosau erliegenden Abschrift einer Urkunde zu ersehen ist. Wir sind daher bis zum Jahre 1840, in dem F. S i m o n y den Hallstätter Gletscher zum erstenmal besuchte, ausschließlich auf naturwissenschaftliche Untersuchungsergebnisse angewiesen.

Schneegrenze

Die Schneegrenze entscheidet über die Existenz von Gletschern. Sie ist bekanntlich jene Linie, oberhalb der der Zutrag an Schnee größer ist, als Abschmelzung und Verdunstung ausmachen. Klimatische, aber auch morphologische Faktoren bestimmen ihre Lage. Da bis jetzt noch keine längeren Beobachtungsreihen über die jährliche Höhenlage der Schneegrenze bei den einzelnen Gletschern vorliegen, hat man verschiedene Methoden angewendet, um Mittelwerte der Schneegrenze zu errechnen. Nur Mittelwerte können einen Sinn haben, da die jährlichen Schwankungen der Schneegrenze je nach dem Vorherrschen sommerlicher West- oder Ostwetterlagen sehr groß sind. Natürlich gibt es auch bei direkten Beobachtungen Schwierigkeiten, sobald die Schneegrenze in kontinentalen Sommern über dem Gletscher und eventuell auch über der Gratumrahmung liegt und daher ihre Höhe nicht genau festgestellt werden kann.

N. Lichtenegger hat die Schneegrenze von 1850 nach dem Auftreten der Ufermoränen bestimmt: „Wo die Stromlinien am Eisrand auszutreten beginnen, dort zeigt der ausapernde Schutt die Schneegrenze des Gletschers an.“ (Nr. 1, S. 2). Auf diese Weise hat er die Höhe der Schneegrenze beim Hallstätter Gletscher nach dem Austritt der rechten Ufermoräne mit 2500 Meter bestimmt. Auf diesen Wert sollten alle anderen Schneegrenzbestimmungen bezogen werden. Nun ist man aber heute mit Recht der Ansicht, daß die gegenwärtige Schneegrenze nur um 50 bis 80 Meter über der von 1850 liegt (R. v. Klebelsberg, Nr. 2, Bd. 1, S. 179). Es würde sich nach dieser Methode für den Hallstätter Gletscher eine heutige Schneegrenze von maximal 2580 Meter ergeben, was viel zu niedrig ist. Daher müssen die Ufermoränen von 1850 unterhalb der damals herrschenden Schneegrenze ausgetreten sein, was mit lokalen Umständen zusammenhängen mag. Es liefert also auch die Methode Lichteneggers keinen sicheren Wert.

Die Errechnung der Schneegrenze nach den Methoden von H. v. Höfer und L. Kurovski, bzw. einer durch R. v. Klebelsberg für kleine und sehr kleine Gletscher vorgeschlagenen Kombination beider Methoden (Nr. 2, Bd. 1, S. 27 ff.) ergab nicht nur für den Hallstätter, sondern auch für den Gosau- und Schladminger Gletscher zu tiefe Mittelwerte (2530 bis 2600 m). Die der Wirklichkeit entsprechendsten Ergebnisse erhält man ohne Zweifel nach der allerdings nur für größere Gebiete anwendbaren Gipfelmethode. Auf diese Art hat R. v. Klebelsberg die gegenwärtige durchschnittliche („klimatische“) Schneegrenze für die Ostalpen bestimmt; er gibt sie für das Dachsteingebiet mit 2700 Meter an (Nr. 2, Bd. 2, S. 661 f.). Dieser Wert dürfte aber etwas zu hoch sein, da das Nährgebiet des Schladminger Gletschers unterhalb der Schneegrenze zu liegen käme und selbst die obersten Teile der

Nährgebiete des Hallstätter und Gosaugletschers nicht zur Gänze über dieser Höhe liegen. Bei Berücksichtigung dieser örtlichen Gegebenheiten muß die Schneegrenze auf diesen Gletschern ungefähr bei 2670 Meter angenommen werden. Diese Lage kann selbst für den Schladminger Gletscher nicht zu hoch sein, da damit zu rechnen ist, daß Eis vom Hallstätter Gletscher über den Gjaidsteinsattel zum Schladminger Gletscher fließt.

In der Daunzeit ist bei den genannten Gletschern mit einer mindestens 400 Meter tieferen Schneegrenze zu rechnen, da die Daunmoränen des Hallstätter Gletschers eine Schneegrenze zwischen 2200 und 2300 Meter erfordern. Aus den Darlegungen von A. P e n c k über den Unterschied der Schneegrenzlage zwischen dem Toten Gebirge und dem Dachsteinstock (Nr. 3, S. 366 ff.) geht indirekt hervor, daß er für das Dachsteingebiet eine daunzeitliche Schneegrenze von 2100 Meter annahm. Wir halten diesen Wert für zu tief, selbst dann, wenn die Hebung der Schneegrenze seit 1900 in Betracht gezogen wird.

Auf den Eiskörpern des kleinen Gosau-, Nördlichen Torstein- und Südlichen Torsteingletschers liegt die heutige Schneegrenze infolge morphologischer Begünstigung viel tiefer als auf den größeren Dachsteingletschern. Die drei sehr kleinen, nordwestexponierten Gletscher werden durch hohe, fast senkrechte Karwände gegen Osten und Süden gut abgeschirmt. Bei ihnen hat die Verbindung der Methoden von H. v. H ö f e r und L. K u r o w s k i den recht brauchbaren Durchschnittswert von 2520 Meter ergeben.

Auf dem Schneelochgletscher sinkt die Schneegrenze noch tiefer ab. Die höchsten Teile seines Eisrandes liegen nur zwischen 2400 und 2470 Meter. Die kombinierte Berechnungsmethode ergab eine Schneegrenzhöhe von 2360 Meter, was nur um 10 Meter zu tief sein dürfte. Eine Lage bei 2370 Meter entspricht den örtlichen Verhältnissen recht gut.

Der nordwestexponierte Gletscher wird von 300 Meter hohen Karwänden umgeben, die ihn gegen Osten, Süden und Südwesten sehr gut abschirmen. Wie sehr diese tiefe Schneegrenze nur durch die außerordentliche Schutzlage zustande kommt, sieht man auch daran, daß der Gletscher bei seinem Rückzug seit 1850 eine Richtungsänderung in den Schatten der Nordwände vorgenommen hat. Hier befindet sich auch die im Vergleich zu den größeren Dachsteingletschern um 300 Meter tiefere Schneegrenze (Abb. 2 und 3).

Die Daunmoränen des Schneelochgletschers erfordern eine daunzeitliche Schneegrenze bei 2200 Meter. Die Schwankung zwischen daunzeitlicher und gegenwärtiger Schneegrenze ist bei diesem Gletscher wesentlich geringer als bei den anderen Eisströmen, da die Hebung der Schneegrenze um so mehr verzögert wurde, je näher sie in die Schutzlage der Nord- und Ostwände kam; wären sie niedriger und weiter voneinander entfernt,

gäbe es keinen Schneelochgletscher. Je weiter sich aber die Schneegrenze bei einer Absenkung aus ihrer Schutzlage entfernte, desto weniger wurde diese bei dem gegen Nordwesten zu breiter werdenden Kar wirksam und desto näher kam die morphologisch bedingte Schneegrenze der klimatischen. Bei dem ziemlich flachen Kar genügte schon eine geringe Verschiebung der Schneegrenze, um größere Veränderungen im Nährgebiet und damit in der Gletscherausdehnung nach sich zu ziehen.

Hallstätter Gletscher

Die Geschichte des Hallstätter Gletschers beginnt nach der letzten großen Vereisung, in welcher der Traungletscher bis Gmunden gereicht hat (A. P e n c k, Nr. 3, S. 208 f.). Das alpine Eisstromnetz löste sich dann auf und auch der Traungletscher fiel der zunehmenden Erwärmung zum Opfer.

Im G s c h n i t z stadium gab es wahrscheinlich zum erstenmal einen Hallstätter Gletscher als selbständigen, 24 Kilometer langen Eisstrom. Damals erfolgte bei einer Schneegrenzhöhe von 1800 bis 1900 Metern ein lokaler Gletschervorstoß vom Dachsteinplateau bis Goisern, wo schöne Endmoränen zur Ablagerung kamen (A. P e n c k, Nr. 3, S. 366 f.)¹⁾. Der Gletscher erreichte das Trauntal durch das Echerntal; aber auch durch den Hirschaukessel muß infolge der damaligen Schneegrenzlage Eis ins Haupttal geflossen sein. Aus pollenanalytischen Untersuchungen geht hervor, daß der Vorstoß im Gschnitz- und Daunstadium Wälder betroffen hat, die aus Föhren, Birken, Lärchen und Zirben zusammengesetzt waren (H. G a m s, Nr. 4, S. 162).

Zur D a u n z e i t lag die Zunge des Hallstätter Gletschers, die sich durch das Echerntal zurückgezogen hatte, oberhalb der Tiergartenhütte in 1560 Meter Höhe. Schon A. P e n c k erwähnt hier Daunmoränen (Nr. 3, S. 369) und auch H. K i n z l weist darauf hin (Nr. 5, S. 101). Es handelt sich um eine mächtige, 100 Meter lange Ufermoräne in der Talrichtung der Herrengasse. Sie ist dort aufgeschlossen, wo der Weg von der Tiergartenhütte in die Herrengasse einbiegt. Die mit Lärchen und Zirben bestandene Moräne wird bis 7 Meter hoch, eine Höhe, die von keinem Wallsystem außerhalb der 50erMoräne erreicht wird. Knapp unterhalb der erwähnten Wegbiegung setzt ein 30 Meter langer Querwall an.

Der Gletscher der Daunzeit war 8 Kilometer lang und ging damit wesentlich über den Stand von 1856 (Länge 3,6 Kilometer) hinaus. Er erfüllte die Talung Taubenkar — Kreidgraben und bog südlich des Kl. Laubeckkogels in die Bäregasse ein, von der er über die Talstufe bei

¹⁾ Es wäre durchaus denkbar, daß die Endmoränen von Goisern dem Schlernstadium angehören; da die für einen solchen Vorstoß sicherlich erforderliche Schneegrenze von 1800 bis 1900 Meter über 800 Meter unter der heutigen liegt.

der Wiesalm in die Herrengasse gelangte. Wild- und Gjaidkar brachten noch kleine Eiszuschüsse und das Plateau beiderseits des Reitweges samt der Ochsenwieshöhe war mit Eis bedeckt, wie noch zu zeigen sein wird.

Es dürfte auch noch Eis durch die Seichenklamm in die Talung Gjaidalm — Tiefkar geflossen sein. Dies deuten vier kleinere, ganz begrünzte Wälle im südwestlichen Teil der Gjaidalm-Doline an; die halbkreisförmig angeordneten Moränen weisen auf einen Zungenlappen hin. Der Daungletscher war fast viermal so groß wie der heutige Gletscher.

Eine Untersuchung des vom Dauneis bedeckten Geländes ergab, daß dessen Rückzug von kleinen Halten unterbrochen war. Man muß dabei nicht an besondere „Klimaverschlechterungen“ denken, da eine mehrere Jahre dauernde Westwetterlage mit großen Winterschneefällen und niederschlagsreichen, kühlen Sommern genügt, um Stillstände, bzw. kleine Vorstöße im allgemeinen Rückzug zu verursachen. Nicht einmal in den letzten hundert Jahren gab es eine konstante Rückzugswetterlage. Dadurch werden schon rein klimatisch kleine Stillstandsphasen während eines mehrtausendjährigen Rückzuges wahrscheinlich. Freilich trifft man entsprechende Moränenbildungen selten an, da es bei kurzen Stillständen meist nur zu lokal begrenzten Wallbildungen kommt. Außerdem gab es bei einem Plateaugletscher mit breitem Eisrand viele Gletscherbäche, die eventuell vorhandene Moränenwälle zerstört haben können. Schließlich bilden sich gut geformte Wälle nur auf ebenem oder wenig geneigtem Untergrund, weshalb wir die im Vorfeld des Hallstätter Gletschers erhaltenen Moränen hauptsächlich in Talfurchen oder größeren Karstformen finden.

Wandert man die Herrengasse aufwärts, gelangt man zur Doline der Wiesalm, die mit Moränenmaterial erfüllt ist. Am Südostrand der Doline, am Fuß der Talstufe zwischen Herren- und Bäregasse, erhebt sich ein 15 Meter langer, begrünter Wall aus kopf- und überkopfgroßem Kalkmaterial; er fällt gegen die Doline 4 Meter und gegen die Talstufe 2 Meter ab. Der Wall wird von verschwemmtem Moränenmaterial umgeben. Dieses wurde offensichtlich von Schmelzwässern aufgeschüttet. Das Material der deltaförmigen Aufschüttung wird gegen die Doline zu immer feiner, manchmal lehmig, und fällt dann steil zum Dolinengrund ab. Am Südwestrand der Doline sieht man dem beschriebenen Wall ähnliche, mehrfach unterbrochene Moränenwälle.

Nach Überwindung der über 100 Meter hohen Talstufe kommt man in die im Schichtstreichen angelegte Bäregasse. Zwischen der ersten und zweiten Doline liegen zwei kleine, sichelförmig gebogene Moränenwälle. Fünfhundert Meter südwestlich davon können im Südostteil der Ochsenwiesalm ebenfalls zwei kürzere Wallformen beobachtet werden. Der eine, 14 Meter lange, aus größerem Material bestehend, überragt seine Umgebung 2 bis 3 Meter. Die Wälle stehen in auffälligem Gegensatz zur

kleinkuppigen, aus feinem Material bestehenden Moränendecke, die den mit Gras dicht bewachsenen Humusboden trägt. Nördlich der erwähnten Wälle lagert wenig mächtiges Moränenmaterial auf anstehenden Felskernen, wodurch Wallbildungen vorgetäuscht werden.

Sehr auffällig ist die begrünte Moränenlandschaft inmitten kahler Kalkflächen beiderseits des Reitweges südwestlich und südlich der Ochsenwieshöhe. Es handelt sich im wesentlichen um 2 bis 4 Meter hohe, mit Latschen bewachsene Wälle, die an einigen Stellen durch den Reitweg aufgeschlossen sind. Die Moränenhügel haben sehr häufig eine Nordwest-Südost gerichtete Anordnung. Eine nähere Untersuchung ergab ein Verschwemmen des feineren Moränenmaterials entlang der Nordwest-Südost streichenden Schichtfugen. Entlang dieser entstandenen Tälchen, während Schichthang und Schichtkopf, mit Moränenmaterial überlagert, Wallbildungen vortäuschen. Wir haben hier eine erosiv veränderte Grundmoränendecke vor uns. Oft kam es auch zur Bildung von trichterförmigen Erddolinen in der Grundmoräne, wodurch es ebenfalls, besonders durch das Zusammenwachsen mehrerer Dolinen, zu wallartigen Gebilden kam. Freilich beobachtet man öfter Wälle mit Westnordwest-Ostsüdost-Richtung, die über die Schichtfugen des südwestfallenden Dachsteinkalkes hinwegstreichen. Da sie sich aber weder durch Größe noch durch Zusammensetzung von den anderen Wällen unterscheiden, müssen sie gleichfalls als Grundmoränen angesehen werden.

Südlich an das eben geschilderte Moränenfeld schließt sich ein ganz ähnlich aussehendes an. Besonders fallen mehrere parallele, bis maximal 80 Meter lange Wälle südöstlich vom Wilkarkogel auf. Ihre gerade Erstreckung zwischen Nordwest-Südost streichenden Schichtfugen weist auf die oben beschriebene Entstehung.

An diese Moränen, nur durch den Weg getrennt, schließt sich höher gelagertes, nicht genau deutbares Moränenmaterial am Ausgang des Wildkares. Das Wildkar selbst ist moränenfrei.

Im südlichen Teil der Zirmgrube findet sich dann noch ein 30 Meter langer und 3 bis 4 Meter hoher, West-Ost verlaufender Wall, der vielleicht als Endmoräne gedeutet werden kann. Er besteht aus feinerem Kalkmaterial, in dem Blöcke bis zu einem halben Meter Durchmesser eingelagert sind. Die Moräne ist ganz bewachsen und ihr Latschenbestand wurzelt in einer einen Meter mächtigen Humusschichte.

Südlich der Zirmgrube liegt das Taubenkar mit Wallformen, die von H. K i n z l als Egesenmoränen beschrieben worden sind (Nr. 5, S. 101). Es handelt sich um sehr gut erhaltene, 3 bis 4 Meter hohe Moränenwälle, die aus viel größerem Material bestehen als die fluvioglazialen Aufschüttungen, aus denen sie deutlich herausragen. Die linke Ufermoräne und eine Endmoräne werden von H. K i n z l erwähnt (Nr. 5, S. 101). Etwa 50 Meter südlich der Endmoräne lagert aber ein zweiter Endmoränen-



Abb. 2: Der Schneelochgletscher, aufgenommen bei K. 2398, westlich vom Hohen Ochsenkogel, am 31. Juli 1952. Die Schneegrenze zieht sich in den Schutz der Nordwände zurück. Aufnahme: E. Wilthum.



Abb. 3: Der Schneelochgletscher 12 Tage später, aufgenommen außerhalb der 1850er Moräne, am 12. August 1952. Die Schneegrenze liegt zwischen 2330 und 2360 m. Über dem Eiskegel im linken oberen Teil des Gletschers das Hohe Kreuz (2808 m). Im Vordergrund die rechte Ufermoräne des Gletschers um 1850. Aufnahme: E. Wilthum.



Abb. 4: Im Vorfeld des Gosaugletschers. Die 300 m südwestlich der Adamekhütte gelegene Fernamoräne (Vordergrund) hebt sich durch ihre dichte Begrünung von der hohen und kahlen 1850er Moräne im Hintergrund sehr gut ab.

Aufnahme: E. Wilthum.



Abb. 5: Der Schneelochgletscher mit 1850er Moräne, aufgenommen bei K. 2398, westl. vom Hohen Ochsenkogel. Die Moräne liegt in breiter Front 350 bis 400 m vor dem heutigen Gletscherende (31. Juli 1952).

Aufnahme: E. Wilthum.

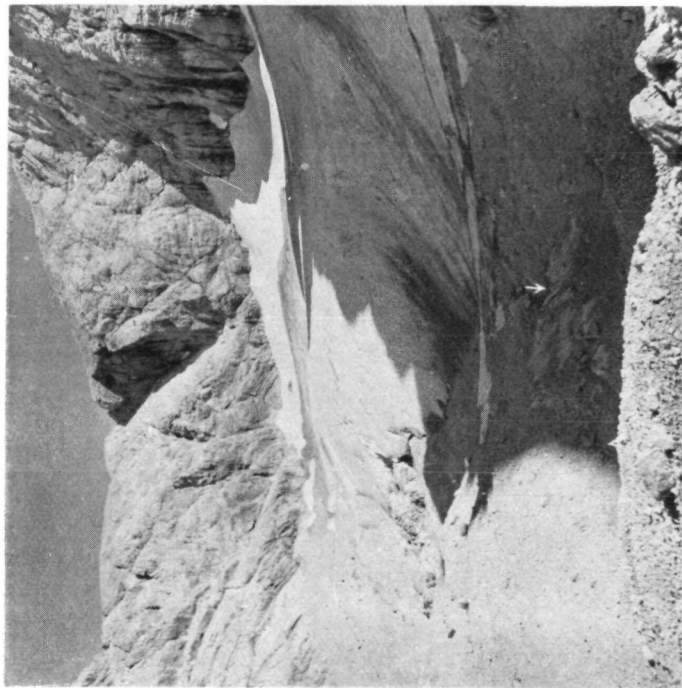


Abb. 6: Der Schneelochgletscher am 29. August 1952 um 4 Uhr nachmittags. Um diese Tageszeit lag bereits der größere Teil des Gletschers im Schatten des Hohen Schreiberwandkopfes — seiner südlichen Begrenzung. Die Aufnahme wurde von der 1850er Moräne aus gemacht. Der Pfeil vor der heutigen Gletscherzunge gibt jene Stelle an, an der der Gletscherbach in einen Schlot mit einer oberen Weite von 4 m verschwindet. Bis hierher reichte 1915 noch das Gletschereis.

Aufnahme: E. Arnberger.

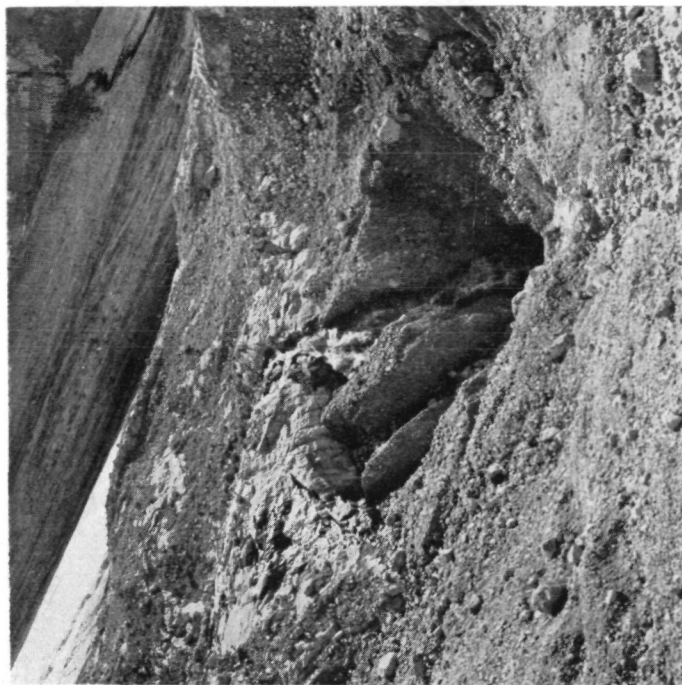


Abb. 7: Schneelochgletscher am 29. August 1952: Riesenhafte Doline im nördlichen Vorfeld des Gletschers zwischen 1850er Moräne und dem heutigen Gletscherband. Die obere Weite dieser Karsthohlform, welche ehemals von Moränenmaterial vollständig überdeckt war, beträgt 80 bis 90 m. Ein um die Nachmittagszeit sehr stark wasserführender Gletscherbach, welcher nahe dem Vermessungspunkt 5 einer sekundären Gletscherzunge entspringt, mündet in die Doline ein und verschwindet ohne Wasseranstauung an deren Grund.

Aufnahme: E. Arnberger.

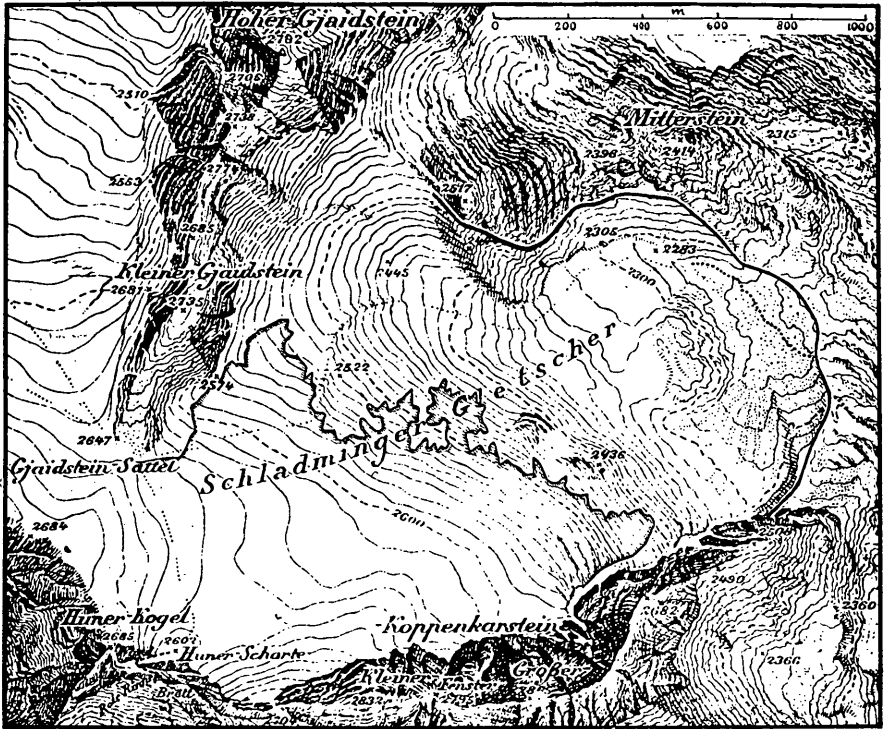


Abb. 8: Der Schladminger Gletscher 1850 und am 13. August 1951. Das Areal war 1850 mehr als zweimal so groß wie heute. Einmessung des Gletscherrandes 1951 durch E. Arnberger, des Standes 1850 durch E. Wilthum.

wall und 75 Meter südwestlich davon trifft man eine mächtige, kegelförmige Moränenaufschüttung an. Sie schmiegt sich an den felsigen Steilabfall, der das Taubenkar von der Doline des Unteren Eissees trennt und wird oben mit einem rückenartigen Wall, der vor der Felswand liegt, abgeschlossen. Hier muß längere Zeit eine Gletscherzunge gelegen haben, deren Moränenschutt über dem Steilabbruch abgestürzt ist. Wir haben es also mit einem dreiphasigen Egesenkomplex zu tun. Er ist deswegen so gut erhalten, weil der Gletscher damals in einer schmalen Zunge endete und nicht mehr mit einem breiten Eisrand. Ein zweiter, aber breiterer Zungenlappen verhüllte den Steilabfall nördlich der Simonyhütte (E. Wilthum, Nr. 6, S. 189).

Der Egesengletscher war fast um zwei Drittel kleiner als der Daungletscher, blieb also an Größe wesentlich hinter ihm zurück. Außerdem sprechen der sehr gute Erhaltungszustand der Egesenmoränen und deren Mehrphasigkeit nicht so sehr für einen Rückzugshalt des Daungletschers, sondern für einen jüngeren, selbständigen Vorstoß. Es erhebt sich nun die Frage, wann der Gletscher wieder vorgestoßen ist.

Wir wissen, daß mit dem 8. Jahrtausend v. Chr. die postglaziale Wärmezeit und damit ein allgemeiner Rückzug der Gletscher beginnt. In der Bronzezeit (1800 bis 900 v. Chr.) und frühen Hallstattzeit wird das Optimum der Wärmezeit erreicht; damals lag die Waldgrenze am höchsten (H. Gams, Nr. 4, S. 168). In dieser wärmsten Periode kann es keinen Hallstätter Gletscher gegeben haben (E. Wilthum, Nr. 6, S. 188). Bereits im 9. Jahrhundert v. Chr. muß aber mit einem sehr starken Absinken der Waldgrenze infolge einer „katastrophalen“ Klimaverschlechterung gerechnet werden (H. Gams, Nr. 4, S. 164). Jetzt muß auch die Schneegrenze stark abgesunken und ein Vorstoß des Hallstätter Gletschers erfolgt sein. Es besteht daher die große Wahrscheinlichkeit, daß die Moränen im Taubenkar nachwärmezeitlich sind.

Zu dem gleichen Ergebnis kam V. Paschinger bei der Pasterze (Nr. 7, S. 94—96). Er schreibt die sogenannten Egesenmoränen ebenfalls einem selbständigen Eisvorstoß in der Hallstattzeit zu und kann dies sogar mit einem Aufschluß, der viele Moorbrocken enthält, belegen.

Die oben beschriebenen Moränen zwischen dem Daunstand in der Herrengasse und dem Egesenstand im Taubenkar fassen wir als Zeugen von zwei, vielleicht sogar von drei Rückzugshalten des Dauneises auf. Auch V. Paschinger fand bei der Pasterze einen Rückzugshalt des Dauneises im Pfandlschartental (Nr. 7, S. 95). Der mehrtausendjährige Rückzug des daunzeitlichen Hallstätter Gletschers erfolgte wesentlich langsamer als der Eisrückgang in den letzten hundert Jahren, der durchschnittlich 12 Meter im Jahr beträgt.

Zwischen dem Egesen- und Fernauzustand fand ich im Sommer 1951 Moränen, die ich als Zeugen eines Gletschervorstoßes vor dem 17. Jahr-

hundert gedeutet habe (E. Wilthum, Nr. 6, S. 187 f.)²⁾. Obwohl mir bei meinem zweiten Besuch im Sommer 1952 der Endmoränencharakter des beschriebenen Walles nicht mehr so eindeutig erschien, fanden sich aber doch weitere Wallformen 200 bis 250 Meter vor den Fernaumoränen in 2000 Meter Höhe, in einer karähnlichen Hohlform zwischen Taubenriedl und Taubenkar. Im östlichen Teil dieser Hohlform fand sich eine 25 Meter lange, 3 Meter hohe, dicht bewachsene und zungenförmig gebogene Moräne; in ihrem westlichen Teil zeigen niedrige, teilweise sehr dicht begrünte Wälle einen größeren Zungenlappen an. Die Wallformen zwischen den Egesen- und Fernaumoränen müssen einem eigenen Stadium angehören, da die Fernauwälle im Dachsteingebiet viel enger beisammen liegen. Man kann also kaum an eine der Vorstoßperioden des 17. Jahrhunderts denken.

Die zeitliche Einordnung dieses Stadiums, das wir vielleicht einem Vorstoß zurechnen können, ist freilich schwierig, da sichere Anhaltspunkte fehlen. Es könnte sein, daß der Vorstoß mit jener Klimaverschlechterung zusammenhängt, die in den ersten Jahrhunderten n. Chr. angenommen wird (H. Gams, Nr. 4, S. 164). Eine solche Zuweisung entbehrt selbstverständlich nicht einer gewissen Willkürlichkeit. Außerdem sind weitere Untersuchungen in anderen Gebirgsgruppen notwendig, um einen Vorstoß zwischen Egesen- und Fernauzeit als sicher zu erweisen. Auch das Egesenstadium muß noch viel genauer erforscht werden. Die sichere Einzeitung beider Gletscherstände wird noch lange problematisch bleiben und ihre Zuweisung in die Hallstattzeit und in die Zeit der großen Völkerwanderung kann nur als vorläufig betrachtet werden. Dies um so mehr, da F. Firas in seiner Waldgeschichte Mitteleuropas bei der Ablesung von Klimaschwankungen aus Pollendiagrammen und der Zuordnung der Klimaschwankungen zu bestimmten Stadien sehr zur Vorsicht mahnt (Nr. 8, S. 74—76).

Die Erforschung des Egesenstadiums und auch die eines nächst jüngeren Stadiums könnte insoferne Fortschritte machen, da es sich gezeigt hat, daß es im östlichen Teil der Ostalpen keinen Vorstoß um 1820 gegeben hat (E. Wilthum, Nr. 6, S. 184 f.). Aber auch in den Stubai- und Ötztaler Alpen sind nach mündlicher Mitteilung von K. Wiche die Moränen nahe der 50er Moräne sehr dicht begrünt, klein und verwaschen. K. Wiche ist ebenfalls der Ansicht, daß der auffällige Begrünungsunterschied beider Wallsysteme nicht auf einen Zeitunterschied von 30 Jahren zurückgehen kann, sondern auf einen, der mehr als 200 Jahre ausmacht. Man muß daher in den Ostalpen den Stand von 1820 aufgeben. Dadurch tritt im Alter der Moränen eine Verschiebung in ältere Zeiten ein. So können z. B. die Blockmoränen im Vor-

²⁾ Dieses Moränenvorkommen wurde auf der geologischen Dachsteinkarte von E. Spengler (1:25.000) als „rezent“ kartiert.

feld des Goldberggletschers nicht dem 17. Jahrhundert angehören (H. K i n z l, Nr. 5, S. 99); sie müssen älter sein. N. L i c h t e n e c k e r deutete die Blockmoräne als prähistorisch (Nr. 9, S. 35), ich schreibe sie dem Egesenstand zu. Wie beim Hallstätter Gletscher war die Zunge des Goldberggletschers im 17. Jahrhundert nur etwas länger als die um 1850, die des Egesenstandes jedoch um 300 bis 400 Meter.

Derartige Untersuchungen in anderen Gebirgsgruppen könnten auch weitere Belege für das nachwärmezeitliche Alter des Egesenstadiums erbringen, wie dies V. P a s c h i n g e r bei den Egesenmoränen der Pasterze gelungen ist. Auch nach Rückzugshalten des Daunseises in Zusammenhang mit der Moorbildung müßte gesucht werden. Unsere Auffassung über die Eisstände des Hallstätter Gletschers seit der Daunzeit ist in Abb. 1 dargestellt.

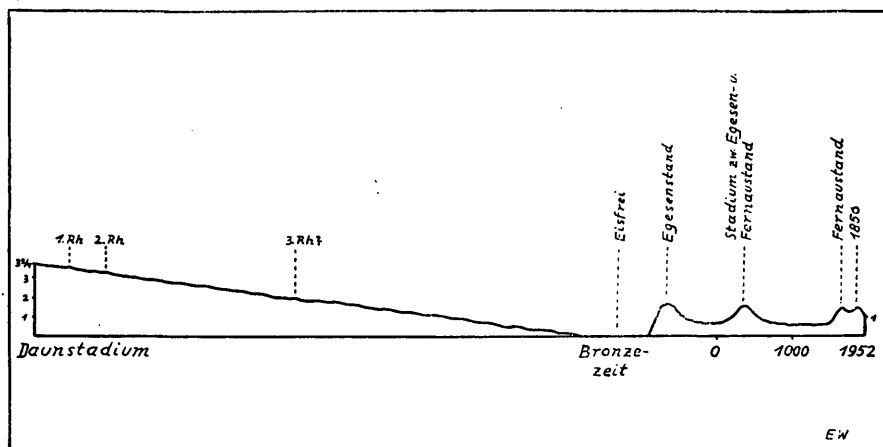


Abb. 1: Schematische Darstellung der Gletscherschwankungen des Hallstätter Gletschers seit der Daunzeit. In der Horizontalen wurde die Zeiteinteilung, in der Vertikalen die Größe der Eisbedeckung dargestellt. In der Daunzeit war die Eisbedeckung $3\frac{1}{4}$ mal so groß wie heute. Rh = Rückzugshalt.

Entworfen und gezeichnet: E. Wilthum.

Über die Gletscherstände des 17. und 19. Jahrhunderts wurde schon berichtet (E. W i l t h u m, Nr. 6, S. 181—187). Die dabei ausgesprochene Möglichkeit, daß die kleinen zungenförmigen Moränen vor dem Hauptwall westlich der sicheren Fernaumoränen auch dem Hochstand von 1856 zugewiesen werden könnten, wurde durch die Untersuchungen bei den entsprechenden Moränen der anderen Dachsteingletscher zur Gewißheit. Besonders vor dem 50er Hauptwall des Schladminger Gletschers liegen ebenfalls kleinere Wälle, die keinerlei Begrünungsunterschied zum Hauptwall zeigen und sich außerdem sehr deutlich von dem dichter begrünzten Vorfeld abheben. Der Hallstätter Gletscher des 17. Jahrhunderts

hat demnach nur mit einem einzigen größeren Eislappen den Gletscher-
rand von 1856 überschritten.

Gosaugletscher

Dieser war in der Gschnitzzeit wesentlich kürzer als der damalige Hallstätter Gletscher³⁾. Obwohl der Gosaugletscher infolge der Schneegrenzlage zwischen 1800 und 1900 Meter Eiszuschüsse vom Torstein- und Schneelochkar erhalten haben mußte, war sein Einzugsgebiet kleiner, weshalb er nicht so tief hinabreichte und nicht so lang war. Auch heute beträgt die Länge des Gosaugletschers etwa 60 Prozent von der des Hallstätter Gletschers. Im Gschnitzstadium endete die Zunge des Gosaugletschers im Gosautal unterhalb des Vorderen Gosausees (A. Pencik, Nr. 3, S. 368). Der nördliche Teil des Gosautales und der Gosauzwang blieben eisfrei, so daß mit dem Hallstätter Gletscher keine Verbindung bestand.

Die Zungenlage des Gletschers zur Daunzeit kennen wir nicht, da bis jetzt keine Endmoränen gefunden wurden. Wahrscheinlich werden sie auch nie gefunden werden, da das Vorfeld des Gletschers mit einer mehrere hundert Meter hohen Steilstufe zum Hinteren Gosausee abfällt. Wenn man aber überlegt, daß die Schneegrenze um 1850 um 70 bis 80 Meter tiefer lag als heute und der Gosaugletscher dadurch einen Vorstoß von 1,5 Kilometer machte, muß eine 300 bis 400 Meter tiefer liegende Schneegrenze einen Vorstoß mindestens bis zum Hinteren Gosausee bewirkt haben. Das gleiche Ergebnis bringt ein Vergleich mit dem Hallstätter Gletscher bezüglich Ausdehnung und Gletscherlänge in den verschiedenen Stadien bis heute⁴⁾. Das Dauneis floß demnach in einem Strom, der zwischen Hochkessel Eck und Niedere Schreiberwand fast eineinhalb Kilometer Breite erreichte, zum Hinteren Gosausee ab. Wird die daunzeitliche Schneegrenze im Dachsteingebiet zwischen 2200 und 2300 Meter angenommen, hatte der Torsteingletscher, der heute in den Kleinen Gosau- und Nördlichen Torsteingletscher zerfallen ist, in dieser Zeit noch eine Verbindung mit dem Gosaugletscher, nicht aber mehr der Schneelochgletscher. Wir betrachten daher eine niedrige, dicht bewachsene Moräne, die sich westlich vom nordwestschauenden Abfall des Schreiberwandecks in Richtung Westsüdwest — Ostnordost über 100 Meter hinzieht, als eine rechte Ufermoräne des daunzeitlichen Gosaugletschers.

³⁾ Hier kommt ebenfalls das Schlernstadium in Betracht (siehe S. 43, Anm. 1).

⁴⁾ Beide Gletscher waren um 1850 eineinhalbmal so groß als heute. Es hat sich gezeigt, daß sie sich auch in den älteren Stadien bezüglich ihrer relativen Ausdehnung und Länge recht gleichmäßig verhalten haben. Ein daunzeitlicher Gosaugletscher bis zum Hinteren Gosausee erfordert nur eine dreimal so große Eisfläche als heute, während der Hallstätter Gletscher der Daunzeit die fast vierfache Größe des heutigen Gletschers hatte.

Aus den bisherigen Darlegungen geht hervor, daß die Moränen Am hohen Riedl, südöstlich des Gschlüsselkogels, nicht dem Daunstadium angehören können (H. K i n z l, Nr. 5, S. 102), sondern jünger sein müssen, da diese Stelle vom Dauneis bedeckt war. Selbst bei einer nur doppelt so großen Eisfläche ging der Gletscher über diese Örtlichkeit hinweg. Außerdem ist die Entstehung der beiden in Frage stehenden Wälle nicht sicher. Sie werden nämlich durch eine Nordwest — Südost streichende Erosionsrinne (verursacht durch eine Schichtfuge?) mit mehreren kleinen Erddolinen am Grunde getrennt.

Dreihundert Meter östlich vom Hohen Riedl setzen 10 Meter oberhalb des Weges sehr dicht begrünte Moränen an. Diese Ufermoränen und vielleicht auch die Am hohen Riedl zeigen einen oder zwei Rückzugshalte des Daungletschers an. An der linken Uferseite findet man keine Moränen, da der Eisrand an steilen Felswänden lag. Auch am Steilabfall zum Hinteren Gosausee ist das meiste Moränenmaterial abgestürzt.

Ein neues Wallsystem setzt 150 Meter nordwestlich der Adamekhütte an und wurde von H. K i n z l dem Egesenstadium zugewiesen (Nr. 5, S. 102). Diese Einordnung bleibt auch nach unseren Untersuchungen aufrecht, nur sind wir der Ansicht, daß diese Moränen bei einem Vorstoß in der Hallstattzeit abgelagert wurden. Mehrere parallele Wälle ziehen sich unterhalb des Weges bis zum Hohen Riedl hin; sie sind niedrig, gut begrünt und sehr gut erhalten. Die Mehrphasigkeit dieses Egesenkomplexes stimmt mit dem im Taubenkar sehr gut überein. Die Zunge des Egesengletschers dürfte in 1650 Meter Höhe geendet haben.

Ein Eisstand zwischen Egesen- und Fernauzeit ließ sich beim Gosaugletscher nicht sicher nachweisen. Es besteht zwar die Möglichkeit, daß die begrünte Moräne 125 Meter westlich der Adamekhütte einem solchen Stand zugehört, da sie 75 bis 125 Meter vor den Fernauwällen liegt. Beim Hallstätter Gletscher liegen die Fernaumoränen bei fast gleichen Geländeverhältnissen ganz eng beisammen. Trotzdem aber können die Moränen bei der Adamekhütte den Vorstoßperioden des 17. Jahrhunderts angehören. Beide Möglichkeiten der zeitlichen Einordnung lassen sich vertreten.

Der Gletscherstand zur Fernauzeit dagegen läßt sich ziemlich genau rekonstruieren. Eine dichter begrünte Fernaumoräne war schon bekannt (H. K i n z l, Nr. 5, S. 102). Wir haben es aber mit zwei oder drei ziemlich gut bewachsenen, breiten Wallformen zu tun, die Südwest-Nordostrichtung haben. Die zwei sicheren Fernauwälle liegen 25 Meter weit auseinander. Südwestlich dieser Wälle, 300 Meter von der Adamekhütte entfernt, fand ich dann noch mehrere kleinere, 15 bis 30 Meter auseinander liegende, recht dicht (besonders mit Gletscherweiden) bewachsene Moränen; der westlichste davon ist 25 Meter lang und wird bis 2 Meter hoch (Abb. 4). Die Wälle, die wir dem Fernaustadium zuweisen,

sind öfter mit verschwemmtem Blockmaterial der 50er Moräne überstreut. Ihre Westsüdwest-Ostnordosterstreckung führte zu der in der beiliegenden Karte gegebenen Rekonstruktion. Im Zungen- und linken Uferbereich konnten keine Fernaumoränen gefunden werden; für das 17. Jahrhundert kann hier wohl ein dem Maximalstand des 19. Jahrhunderts ähnlicher Eisrand angenommen werden.

Der Fernaugletscher bedeckte also den Platz, auf dem heute die Adamekhütte steht und der Eisrand nahm den in der Karte verzeichneten Verlauf. Man ersieht daraus die Tendenz des Gletschers, Eis außer in westlicher auch in nordwestlicher Richtung fließen zu lassen. Diese Bewegungsrichtung kommt bei allen Stadien seit der Daunzeit bis in die Gegenwart zur Geltung.

Der Eisstand in der Mitte des 19. Jahrhunderts wird durch schöne, im Landschaftsbild sehr auffällige Moränenbildungen markiert. Die linke Ufermoräne gibt den ehemaligen Gletscherrand sehr genau an; bei der rechten hingegen liegen die Verhältnisse nicht so klar. Dies geht auf einen besonderen Umstand zurück. Der Vorstoß des Gletschers erfolgte in zwei Zungen. Die südliche Zunge stieß auf mäßig geneigtem Untergrund mächtig nach Westen vor und endete bei 1900 Meter Höhe. Die nördliche, viel kürzere, schob sich nach Nordwesten gegen den Felsen vor, auf dem heute die Adamekhütte steht und blieb in 2195 Meter Höhe stecken. Nachdem sich bereits ansehnliche Ufermoränen an der südlichen Zunge gebildet hatten, floß erst Eis über diese Wälle nach Nordwesten ab und der Eislappen, dessen äußerster Rand südwestlich der Adamekhütte lag, entstand. Durch dieses Verschieben eines dünnen Eislappens über den Hauptwall der südlichen Zunge erklärt sich dessen niedrigere, sehr breite und verwaschen aussehende Rückenform 225 Meter südlich der Adamekhütte. Dieses Wallstück steht in großem Gegensatz zu der westlich anschließenden höheren und schneidenförmig ausgebildeten Ufermoräne. Außerdem wird die Grenze des Eislappens durch viel niedrigere Endmoränen südwestlich der Adamekhütte, die ohne Begrünungsunterschied so auffällig vom großen Hauptwall der südlichen Zunge abzweigen, sehr deutlich bezeichnet. Der beschriebene Eislappen kommt auch in der Zeichnung von F. S i m o n y, die er im Jahre 1844 vom Gosaugletscher angefertigt hat, sehr gut zur Geltung (Nr. 10, Tafel CXI).

Die bis 20 Meter hohen Ufermoränen werden besonders im ehemaligen Zungenbereich in mehrere Wälle gegliedert, was Stillstände im Rückzug anzeigt. Die schütterere Begrünung der Moränen nimmt vom Zungengebiet bis zum fast 500 Meter höher gelegenen ersten Austreten des Moränenschuttes immer mehr ab. F. S i m o n y berichtet, daß der Höchststand des Gosaugletschers schon 1848/49 erreicht wurde und auch der Rückzug um 7 bis 8 Jahre früher als beim Hallstätter Gletscher eingetreten ist (Nr. 11, S. 131). In der Zeit des Maximalstandes versickerte

der Gletscherbach (Kreidenbach) nicht im Vorfeld wie heute, sondern er erreichte sogar den Hinteren Gosausee (F. S i m o n y , Nr. 12, S. 505).

Der K l e i n e G o s a u g l e t s c h e r und N ö r d l i c h e T o r s t e i n g l e t s c h e r bildeten um die Mitte des 19. Jahrhunderts noch eine Einheit, den T o r s t e i n g l e t s c h e r. Wie aus den Aufnahmen von F. S i m o n y zu ersehen ist, erfolgte die Trennung in zwei kleine Eiskörper zwischen den Jahren 1877 und 1893 (Nr. 10, Tafeln CXII, CXVI, CXIX).

Die Gletschergrenze um 1850 wird durch den Moränenverlauf genau angegeben (siehe Karte). Im rechten Zungenteil setzt unter dem Torsteineck (2259 m) eine schöne Endmoräne an, die sich gegen das Zungenende zu schnell erniedrigt. Die Eiszunge endete infolge des kleinen Firngebietes an einem Felsriegel in 2150 Meter Höhe und hat die nordwestlich abfallende Felsstufe nicht mehr überflossen. Die beschriebene Endmoräne setzt sich in südöstlicher Richtung nicht fort, da der Eisrand an fast senkrechten Felswänden lag.

Die Lage der Zunge wird durch mehrere niedrige Wälle gut markiert. Die Wallbildung verliert sich aber im linken Zungenteil gegen die kleine, felsige Erhebung mit der Kote 2368 der Alpenvereinskarte 1 : 25.000. Gleich südöstlich des Felskopfes beginnt eine 5 bis 6 Meter hohe, recht schütter bewachsene Moräne, die den Eisrand gegen den Torstein zu gut anzeigt. Knapp an ihrem Außenrand schmiegen sich kleinere, bis 1 Meter hohe und unbewachsene Wallformen an. Sie gehören dem gleichen Wallsystem an. Diese bis zum „Sch“ des Wortes Windleger Scharte ganz eindeutige Moräne ist in der geologischen Karte der Dachsteingruppe als anstehender Dachsteinkalk kartiert. Der rezente Moränenschutt des Torsteingletschers ist im linken Zungenteil um 40 bis 75 Meter zu schmal gezeichnet.

Moränen aus dem 17. Jahrhundert waren nicht zu finden. Der Torsteingletscher der Fernauzeit dürfte ungefähr die gleiche Größe gehabt haben wie der um 1850. Im Egesenstadium, bei einer um 100 bis 120 Meter tieferen Schneegrenze als heute (heutige Schneegrenze des Kleinen Gosaugletschers und der beiden Torsteingletscher bei 2520 Meter) könnte noch Eis zum Großen Gosaugletscher geflossen sein. Moränen konnten sich allerdings infolge einer Steilstufe, mit der das Vorfeld zum Gosaugletscher abbricht, nicht bilden.

S c h n e e l o c h g l e t s c h e r

Das im Schichtstreichen angelegte Schneelochkar besitzt einen 800 Meter breiten und fast 3 Kilometer langen Karboden, der sich ohne größere Stufenbildung von 2300 Meter auf 2100 Meter allmählich absenkt. Das Kar entstand — wie die meisten größeren Kare der Dachsteingruppe — aus mehreren Tälchen und ist 300 bis 400 Meter in die

kuppigen Plateaus der Schreiberwand und des Hohen Ochsenkogels eingesenkt.

Wandert man von der Adamekhütte auf dem markierten Weg gegen die Hoßwandscharte, so trifft man 750 Meter südöstlich vom Grünbergkogel, in der Nähe des Weges, auf eine fast 100 Meter lange, quer zur Karrichtung liegende Moräne. Sie bildet bei der Schreiberwand 1½ Meter hohe Wälle und läuft dann in eine niedrige Blockreihe aus. Der Wall ist teilweise recht dicht begrünt und hebt sich von seiner kahlen Umgebung sehr deutlich ab. Er erfordert eine Schneegrenze bei 2200 Meter, so daß es sich hier um eine Daunmoräne handeln muß. Der daunzeitliche Schneelochgletscher war 2 Kilometer lang.

Zwischen der Daunmoräne und der 50er Moräne können mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Wälle mehrfach beobachtet werden. So finden sich Wallbildungen nördlich vom Schreiberwandeck. Sie werden einen Rückzugshalt des Daungletschers andeuten, wie auch eine zungenförmige, begrünte Moräne 300 Meter vor der Mitte der 50er Moräne. Der letztere Wall kann nicht dem Egesenstadium zugerechnet werden, da ein so kleiner Gletscher mit einem winzigen Einzugsgebiet nicht die gleiche Vorstoßweite über den Stand um 1850 erreicht haben kann wie der Hallstätter Gletscher. Jedoch ist eine ziemlich dicht bewachsene Moräne im linken Teil des ehemaligen Gletschers, 100 Meter vor der 50er-Moräne, dem Egesenstadium zuzuweisen.

Zwischen dieser Moräne und dem Gletscherstand um 1850 lassen sich keinerlei Beweise für spätere Eisstände feststellen. Zur Fernauzeit war der Gletscher keinesfalls größer als um 1850. Die viel größeren Hallstätter und Gosaugletscher haben im 17. Jahrhundert die Eisgrenzen um 1850 auch nur mit einem Eislapen überschritten.

Der Vorstoß des Schneelochgletschers im 19. Jahrhundert wird durch mächtige, 10 bis 15 Meter hohe und vielfach gegliederte Wälle recht deutlich angegeben. Das Gletscherende lag — ähnlich wie das des Torsteingletschers — um 2150 Meter Höhe. Das Eis bildete keine ausgeprägte Zunge (siehe Karte), sondern schob sich in breiter Front nach Nordnordwesten vor (Abb. 5). Dies zeigt, daß die Hauptmasse des Eises unter den gut beschatteten Nordwänden des Hohen Kreuzes (2808 m) gebildet wurde.

Die in der geologischen Karte der Dachsteingruppe eingezeichnete Verbreitung der rezenten Moränen entspricht nicht der Wirklichkeit.

Schladminger Gletscher

Für Moränenuntersuchungen ist dieser Gletscher sehr ungünstig. Schon knapp außerhalb der 50er Moräne senkt sich der Karboden steil zum Plateau „Auf dem Stein“ ab. Das nordostexponierte Kar des Schlad-

minger Gletschers führt also nicht in eine Talfurche, sondern auf eine wenig gegliederte Hochfläche.

Als die Schneegrenze noch zwischen 1800 und 1900 Meter Höhe lag, war das ganze Plateau mit Eis bedeckt und der Schladminger Gletscher war lediglich ein Eiszubringer für das Plateau Eis. Zur Daunzeit muß er bis in die Gegend des Schneeberg-Seeleins vorgestoßen sein. Dort lagern des Moränenmaterial und auch solches nordöstlich und südwestlich davon lassen aber keine sicheren Schlüsse zu. Im Egesenstadium müssen wir die Zungenlage an dem 200 Meter hohen Steilhang annehmen, der vom Plateau zum Vorfeld des heutigen Gletschers hinaufführt. Auf diesem mehrfach gestuften Hang lassen sich wohl Moränenreste feststellen, die aber nur unsichere Deutungen zulassen.

Die 50er Moräne dagegen ist sehr gut ausgebildet. Vor hundert Jahren war der Schladminger Gletscher wesentlich größer als heute und reichte bis in 2250 Meter Höhe hinab (Abb. 8). Das ist im Vergleich zu seiner Größe eine hohe Zungenlage. Die viel kleineren Torstein- und Schneelochgletscher endeten hundert Meter tiefer. Die relativ hohe Lage der Zunge um 1870 fiel schon F. S i m o n y auf (Nr. 12, S. 510); er führte diese Erscheinung mit Recht auf die ungünstige Nordost-Exposition und das kleine Firnfeld, das sich gegen den Gjaidstein-Sattel immer mehr verschmälert, zurück.

Das südliche Teilstück der Umwallung wird bis 25 Meter breit. An seiner Innenseite zieht der Moränenschutt tief in eine Doline hinab. Bis 30 Meter vor dem oft mehrfach gegliederten Hauptwall lagern zwei bis drei kleinere, ein bis zwei Meter hohe Wälle, die keinen Begrünungsunterschied zum Hauptwall erkennen lassen. Dieser ist spärlich bewachsen; hauptsächlich findet man *Papaver Sendtneri* Kerner, *Gentiana bavarica* L., *Gentiana nivalis* L., *Linaria alpina* Mill., *Silene acaulis* L., *Campanula pusilla* Haenke und *Carex firma* Host.

Im Vorfeld der 50er Moräne konnte keine Wallbildung beobachtet werden. An die 50er Wälle schließt lediglich Grundmoräne an, die das kahle Anstehende 100 bis 350 Meter weit teilweise bedeckt. Die Grundmoräne zeigt dichtere Begrünung und trägt manchmal eine geschlossene Vegetationsdecke, besonders mit *Carex firma* Host und *Dryas octopetala* L. Im 17. Jahrhundert ist ungefähr die gleiche Gletschergröße anzunehmen wie in der Mitte des 19. Jahrhunderts.

E r g e b n i s

1. Zur Daunzeit waren die Dachsteingletscher bei einer Schneegrenzlage zwischen 2200 und 2300 Meter um ein Mehrfaches größer als heute.
2. Die gegenwärtige Schneegrenze liegt einige zehn Meter unter 2700 m, wobei innerhalb der Dachsteingruppe ein starkes, örtlich bedingtes Absinken der Schneegrenze (Höchstbetrag 300 m) zu beobachten ist.

3. Die Gletscher zogen sich bis zum Beginn der Bronzezeit langsam zurück; der Rückzug war sicher von zwei, vielleicht auch von drei Stillstandsphasen unterbrochen.
4. Im Optimum der postglazialen Wärmezeit (Bronzezeit) war die Dachsteingruppe eisfrei.
5. Beobachtungstatsachen und Ergebnisse der Pasterzenforschung führten dazu, das Egesenstadium vom Daunkomplex auszuscheiden und als Gletschervorstoß nach der postglazialen Wärmezeit aufzufassen.
6. Beim Hallstätter Gletscher ließ sich ein Vorstoß zwischen dem Egesen- und Fernaustadium nachweisen.
7. Beide Gletschervorstöße wurden mit Vorbehalt mit den von der Pollenanalyse (H. Gams) vertretenen Klimaverschlechterungen zur Hallstattzeit und in den ersten Jahrhunderten nach Christi in kausalen Zusammenhang gebracht.
8. Im 17. Jahrhundert hatten die Dachsteingletscher ungefähr die gleiche Größe wie um 1850. Nur der Hallstätter und Gosaugletscher haben zur Fernauzeit mit je einem Lappen den Eisrand von 1850 überschritten. Die kleinen Gletscher hatten eine geringere oder höchstens gleich große Ausdehnung als in der Mitte des 19. Jahrhunderts.
9. In der Dachstein-, Sonnblick- und Glocknergruppe, aber auch in den westlich anschließenden Gebirgsgruppen hat es keinen Gletschervorstoß um 1820 gegeben. Der Stand von 1820 muß aufgegeben werden, was der Erforschung älterer Gletscherstände neue Möglichkeiten bietet.
10. Die Maximalstände des 17. und 19. Jahrhunderts wurden kartographisch festgelegt.

II. Die westlichen Dachsteingletscher in den letzten 100 Jahren und ihr heutiger Stand.

Von

Erik Arnberger

Die heute noch vergletscherten Kare des Dachsteinstockes lassen sich durch einen Höhenzug, welcher im Norden mit der Kuppe des Hohen Ochsenkogels (2525 m) beginnt und über das Niedere und Hohe Kreuz (2654 m und 2808 m) schließlich in gratartig zugeschräfter Verbindung zum Karling des Niederen Dachsteins (2934 m) und zum Hohen Dachstein (2993 m) emporleitet, in zwei Gruppen gliedern. Hievon umfaßt die östliche Gruppe den Hallstätter, den Schladminger und den Edeligrißgletscher, die westliche Gruppe den Großen Gosaugletscher, den Schneelochgletscher, den Kleinen Gosaugletscher und den Nördlichen und Südlichen Torsteingletscher. Alle diese Gletscher sind ausgesprochene Kargletscher, allerdings fehlen dem Hallstätter und besonders dem Schladminger Gletscher im höchsten Teil der Nährgebiete teilweise die ab-

schließenden Karwände. Auch der Große Gosaugletscher besitzt zwei solche „Lücken“, die Obere und Untere Windlücke. Bei Nordwestwetterlage ist das Fehlen der abschließenden Karwände für die Ansammlung größerer Schneemengen im Nährgebiet von nachteiliger Bedeutung.

Die Beobachtungen und Untersuchungen über die Stände der Gletscher zu verschiedenen Zeiten sind in der westlichen Gruppe viel spärlicher als in der östlichen und beschränken sich in der Hauptsache auf den Großen Gosaugletscher. Sein Rückgang und das Einsinken seiner Oberfläche haben vom touristischen Standpunkt aus von allen Gletschern des Dachsteinstockes infolge einer damit verbundenen sehr empfindlichen Veränderung der Schwierigkeitsverhältnisse mancher Übergänge und der Führung verschiedener Anstiege besondere Bedeutung. Zum Unterschied von den sehr eingehenden Untersuchungen am Hallstätter Gletscher sind wir bei den Gletschern der westlichen Gruppe, abgesehen von den Arbeiten von F. S i m o n y, auf die kurzen Mitteilungen angewiesen, welche über die Einmessungen der Zungenenden durch den Alpenverein in den Jahren 1933, 1936, 1940 bis 1942 jährlich, 1944 und seit 1946 in verschiedenen Zeitschriften veröffentlicht wurden¹⁾.

Der Große Gosaugletscher

Nach F. S i m o n y erreichte der Große Gosaugletscher seinen Höchststand bereits 1848/49; sein Rückzug setzte 7 bis 8 Jahre früher als beim Hallstätter Gletscher ein. Vergleichen wir den 1850er Stand beider Gletscher, so sehen wir, daß das Obere Taubenkar zur Zeit des Höchststandes des Hallstätter Gletschers von dem mächtigen und breiten Eiskuchen des Karlseisfeldes erfüllt war, dessen Stirn sich an der Taubenkarschwelle staute. Das Karlseisfeld lag im Taubenkar wie in einer Schüssel und konnte sich noch Jahre hindurch als Eissee erhalten, als es bereits längst vom Hallstätter Gletscher und dessen Eiszufuhr getrennt war. Die Breite des Eiskuchens im Oberen Taubenkar betrug 1856 über 400 m, die Mächtigkeit rund 100 m.

Das Bett der 1850er Zunge des Gosaugletschers hingegen wies in seinen untersten 500 m einen Höhenunterschied von 130 m auf, was einer durchschnittlichen Neigung von nahezu 15 Grad entspricht. Der tiefste Punkt des heutigen linken Zungenendes liegt in einer Höhe von 2220 m, des 1850er Höchststandes in 1920 m Höhe. In dem — von kleinen Stufenbildungen abgesehen — ziemlich gleichmäßig geneigten und in einer Richtung verlaufenden ehemaligen Zungenbett ergibt sich für die Rückzugsstrecke von 1320 m eine durchschnittliche Neigung von rund 13 Grad. Diese starke Neigung ist aber der Grund dafür, daß die linke Zunge des Großen Gosaugletschers am deutlichsten von den drei großen

¹⁾ Siehe Schrifttumsverzeichnis des I. Teiles vorliegender Arbeit im 97. Band des Jahrbuches des oberösterreichischen Musealvereines.

Gletschern unseres Stockes auf eine Vermehrung oder Verminderung der Firnzufuhr und der Ablation reagiert.

Auf die warmen und zugleich niederschlagsarmen Sommermonate des Glazialjahres 1851/52 und der folgenden Jahre reagierte der Große Gosaugletscher sehr bald nicht nur durch ein Einsinken seiner Oberfläche, sondern durch den sichtbaren Rückzug seines Zungenendes, das 1850 noch bei 1920 m lag. Nach Simony vollzog sich der Rückzug im Zeitraum 1849 bis 1876 bei einem jährlichen Rückgang von 20,4 m verhältnismäßig rasch, was den wettermäßigen Verhältnissen dieser Jahre ganz entspricht (vergleiche Nr. 6, Abb. 11 und 12). Die Jahre 1876 bis 1880 mit übernormalen Jahresniederschlägen und für den Eishaushalt im Vergleich zu den vorangegangenen Jahren nicht so ungünstigen Sommermonaten brachten nach Simony im Zeitabschnitt 1877 bis 1884 eine starke Verlangsamung des Rückzuges mit einem jährlichen Durchschnitt von 7,1 m. Trotzdem betrug die gesamte Rückzugsstrecke infolge der geringen Eismächtigkeit und Breite der Zunge bis 1884 620 m — also ein Mehrfaches des Karlseisfeldrückzuges — bei einer Höhendifferenz von 190 m. Für das Studium der ursächlichen Zusammenhänge von Westwetterlagen und ihrer Auswirkung auf den Eishaushalt bietet der Große Gosaugletscher ein hervorragendes Anschauungsobjekt.

Zu Simonys Zeiten erfolgte der Abfluß des Großen Gosaugletschers noch oberflächlich in den Hinteren Gosausee. N. Krebs berichtet (Nr. 15, Seite 18), daß 1915 der Abfluß sich zu erheblichem Teil bereits unterirdisch vollzog, aber noch oberhalb des Hinteren Gosausees wieder zum Vorschein kam und oberirdisch in den See mündete, während H. Thalhammer anlässlich der Gletscherrandemessung des Alpenvereins 1933 bereits feststellte, daß dieser sich bei normaler Wetterlage durchaus unterirdisch abwickelt.

In der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts ergab sich auch für das Nährgebiet des Großen Gosaugletschers ein erheblicher Wandel. Während 1850 noch die ganze Ostflanke des Torsteins von Firn bedeckt war und die Obere und Untere Windlücke unter Eis und Firn begraben lagen, wurde nun diese Überdeckung von Jahr zu Jahr dünner und räumlich beschränkter. Die Zufuhr von Neu- und Altschneemengen durch Lawinen nahm ebenfalls ab; gleichzeitig versteilten sich die Anstiegswege auf die Gipfel und Übergänge, soweit diese vom Gletscher aus über Firnzungen emporführten.

Die ersten beiden Dezennien des 20. Jahrhunderts waren für den Eishaushalt der Gletscher wieder erheblich günstiger, besonders der glazial ausgesprochen günstige Zeitabschnitt 1912 bis 1917. Vom Glazialjahr 1920/21 an häuften sich aber nun die trocken-warmen Sommer derart, daß die Aufgliederung des Zehrgebietes in eine rechte mächtigere Zunge, welche im Moränengebiet oberhalb der Adamekhütte ihr Wider-

lager fand, und in eine linke, ungehindert abfließende Zunge geringerer Dicke sich in immer deutlicherer Form vollzog. Nach der Neuaufnahme 1928 (Nr. 13) hatte sich das linke Zungenende gegenüber dem letzten Hochstand bereits um 950 m auf eine Höhe von 2120 m zurückgezogen. In der Folgezeit machte sich eine erhebliche Dickenabnahme und eine Verminderung der Breite der Zunge bemerkbar. Als der Verfasser im August 1933 den Übergang von der Adamekhütte zur Hofpürglhütte unternahm, querte der Linzer Weg noch auf 350 m Strecke die linke Zunge und führte über die in Abb. 10 deutlich erkennbaren Platten zu den steilen Schneefeldern am Fuß der Hohen Schneeberg-Wände empor. Der heutige Weg führt wesentlich tiefer zur westlichen 1850er Moräne hinüber. Das auf Abb. 11 ersichtliche Vorfeld der linken Zunge war damals noch fast vollständig von Eis überdeckt. Auf Abb. 10 sind an der linken unteren Bildseite jene Plattenstufen und dazwischen auch Grundmoränenflächen zu erkennen, deren Ausaperung zur Teilung des Gletschers in zwei Zungenlappen geführt hat. Diese Trennung wurde in den folgenden Jahren durch das Ausschmelzen größerer Felspartien noch rascher und stärker vollzogen. Zugleich sank die Gletscheroberfläche so erheblich ein, daß z. B. im Jahre 1940 an der Simonyscharte die obersten 30 m in steilen, teilweise überhängenden und vom Eise glatt geschliffenen Wänden, über die man sich im Abstieg am besten abseilte, abbrachen.

Die außerordentlich strahlungsreichen, trocken-warmen Sommer seit dem Glazialjahr 1944/45 haben den stärksten Rückgang des Großen Gosaugletschers bewirkt. Nicht nur seine linke Zunge zog sich Jahr für Jahr um erhebliche Beträge zurück (seit 1934 jährlicher Rückgang durchschnittlich fast 20 m); auch beim rechten Zungenlappen war die Eismächtigkeit bereits soweit abgebaut, daß sich gleichbleibende Ablationsbeträge nunmehr in verstärktem Rückzug äußerten. Trotz der tiefen Lage von Altschnee den ganzen Sommer hindurch bis in den Spätherbst hinein im Jahre 1949 wurde der Rückzug nur wenig verlangsamt und erreichte 1951 für den Gosaugletscher noch einen Betrag von über 15 m. Im Sommer 1952 zeigte der Große Gosaugletscher ausgesprochene Zerfallerscheinungen. Die Eistränder im Zungengebiet lagen durchwegs hohl und waren sehr stark zerlappt. Der rechte Zungenlappen hatte seine wohlgerundete Stirnseite und gewölbte Form verloren und sein ausgezacktes Ende lag an einer Stelle in einer schmutzigen Schmelzwasseransammlung, die sich vielleicht noch zu einem kleinen Eissee vergrößern wird. Die linke Zunge war an zahlreichen Stellen nur mehr wenige Meter dick. Über dem höchsten Punkt des beide Zungenlappen trennenden Felsriegels (Vermessungspunkt 19 auf Abb. 16) hat sich ein neues kleines Felsfenster gebildet, welches mit diesem sehr bald Verbindung erhalten wird. Fast das ganze Nährgebiet zeigt im Spätsommer verschiedene charakteristische Merkmale von Zehrgebieten.

Im Verhältnis zu früheren Jahren ist der Große Gosaugletscher arm an größeren Spalten geworden. Die Firnzungen, welche früher vom Nährgebiet aus an der Karumrandung sehr hoch zu den Gipfeln emporreichten, sind zum Teil ganz verschwunden, zum Teil sehr verkürzt. Die Ostflanke des Großen Torsteines ist heute weitgehend firnfrei.

Schneelochgletscher

Für den Schneelochgletscher waren früher auch die Namen Hoßwandgletscher oder Großes Schneeloch gebräuchlich. Er erfüllt das tiefe Kar zwischen Hohem Schreiberwandkopf (2570 m), Hohem Kreuz (2808 m) und Hohem Ochsenkogel (2525 m). N. Krebs (Nr. 15, Seite 18) hat irrigerweise angenommen, daß der Schneelochgletscher nur „schwache Eisentwicklung“ besitzt. Diese Annahme ist darauf zurückzuführen, daß dieser Gletscher infolge seiner besonderen orographischen Begünstigung im Spätsommer früherer Jahrzehnte nur an wenigen Stellen Blankeis zeigte. Schon am frühen Nachmittag wirft der Hohe Schreiberwandkopf seinen mächtigen Schatten über das vergletscherte Kar (Abb. 6). Das Firnfeld wird überdies im Hochwinter und Frühjahr durch Lawinen von der Hohen Kreuzscharte und den übrigen Schneerinnen des Hohen Kreuzes her gespeist. Das im Verhältnis zu den anderen kleineren Gletschern des Dachsteinstockes tiefliegende Gletscherende (2150 m), welches sich früher in breiter Front fast durch die ganze Breite des Kars zog, war daher in vielen Jahren so von Altschneemassen überdeckt, daß eine genaue Randbestimmung überhaupt nicht möglich war. Läßt man die Schneerinnen und -zungen außer Betracht, so reicht der Schneelochgletscher in seinen höheren Teilen bis rund 2400 m empor. Er ist damit aber der tiefstgelegene Gletscher des Dachsteingebietes.

An dieser Stelle soll auch noch in Erinnerung gebracht werden, daß der Schneelochgletscher mit seiner Lage von $47^{\circ} 30'$ n. Br. zusammen mit den kleinen Gletschern am Hochkalter (Blaueis $47^{\circ} 34'$ n. Br.) und Watzmann ($47^{\circ} 33'$ n. Br.) zu den nördlichsten Gletschern des gesamten Alpenraumes gehört. Das nach Nordwesten offene Kar mit seinen steil aufragenden Hinterwänden sichert dem Gletscher hohe Niederschläge, welche zum größeren Teil in fester Form erfolgen.

Seit dem Hochstand von 1850 hat sich der Schneelochgletscher in seinem nachmittags überschatteten Zungengebiet nur um rund 250 m Länge zurückgezogen, wogegen der am längsten besonnte Teil einen Rückgang von 450 m aufzuweisen hat.

Außerordentlich interessant ist nun das Bild, welches das seit 1850 eisfrei gewordene Vorfeld des Gletschers bietet. In einem unübersichtlichen Gewirr bauen sich Dutzende Moränenhügel als Reste einer ehemals viel gleichmäßigeren Moränenüberdeckung auf, welche durch darunter-

liegende Karsthohlformen immer mehr und mehr aufgezehrt wird. Hier haben sich ehemals am Grunde des Zungenkuchens Wasseransammlungen und Wasserwirbel gebildet, die an den Scharungs- und Kreuzungsstellen von Gesteinsfugen und Klüften eine sehr rasche Erweiterung und Vergrößerung der Karsthohlformen bewirken und immer neue Wege unterirdischer Entwässerung erschließen. So ist dieses Vorfeld heute von schlüsselförmigen und trichterartigen Dolinen durchzogen und alle Abflüsse des Schneelochgletschers verschwinden schon nach kurzem, oberflächlichem Lauf. Der Hauptabfluß stürzt, nachdem er 100 m über fast ebenem Boden mäandriert, in einen senkrechten, runden Schlot von 4 m Durchmesser. Der Schall vom Aufschlag großer Felsblöcke, die wir zur Tiefenbestimmung in den Schlot warfen, ging nach mehreren Sekunden im Rauschen der Wassermassen unter. In der Richtung gegen den Vermessungspunkt A auf der 1850er Moräne (siehe Abb. 17) schließt schon nach weiteren 16 m neuerdings eine 46 m lange und 25 m breite, schlüsselförmige Dolinenform an.

Der mittags und nachmittags sehr wasserreiche Abfluß einer sekundären Zunge am rechten Gletscherrand bei Vermessungspunkt 5 fällt ebenfalls, einen kleinen Wasserfall über eine Felsstufe bildend, in eine riesenhafte Doline mit einer oberen Weite von nahezu 90 m. An ihrem Grund verschwindet er sogleich, ohne irgend eine Wasseransammlung zu bilden (Abb. 7 und Abb. 17).

Der Flächenverlust des Schneelochgletschers seit dem 1850er Hochstand beträgt heute rund 43 Prozent.

Kleiner Gosaugletscher, Nördlicher und Südlicher Torsteingletscher

Der Kleine Gosaugletscher und Nördliche Torsteingletscher vereinigten im 19. Jahrhundert noch ihre Zungen und das zusammenhängende Gletscherfeld führte damals den Namen „Torsteingletscher“. Erst Ende der Achtzigerjahre mehrten sich die Anzeichen einer beginnenden Trennung und nun wurde man sich immer mehr und mehr bewußt, daß weiter im Westen noch ein kleiner Gletscher, der Südliche Torsteingletscher, als selbständiges Eisfeld zu betrachten ist. Nach Simon y (Nr. 10, 1. Lieferung, Seite 141) lag der Scheiderücken zwischen Kleinem Gosaugletscher und Nördlichem Torsteingletscher 1844 noch tief unter Firn begraben und beide erstreckten sich lückenlos bis zur Eiskarespitze. Über den Südlichen Torsteingletscher suchen wir im Schrifttum vergeblich nach brauchbaren Beobachtungen. Außerdem erschwerte bei allen drei Gletschern in niederschlagsreicheren Jahren die Schneelage im Zungengebiet eine eindeutige Randbestimmung; erst in den letzten beiden Jahrzehnten bewirkte die Häufung trocken-warmer Sommer beim Kleinen Gosau-

gletscher und Nördlichen Torsteingletscher das Freiwerden der Zungen von Altschneeresten, bzw. Neuschneedecken.

Alle drei Gletscher haben ihren Ursprung in tief eingeschnittenen Kleinkaren des 2947 m hohen Torsteines, dem zweithöchsten Gipfel und zugleich massigen westlichen Eckpfeiler des Dachsteinstockes. Die Größe und ziemlich hohe Neigung der im Verhältnis zu den kleinräumigen Karen sehr langgestreckten ehemaligen Zungengebiete, welche der Sonnenstrahlung ungeschützt ausgesetzt waren, bewirkte eine nicht besonders große Eismächtigkeit im Zehrgebiet und eine sehr rasche Reaktion auf den jährlichen Wetterablauf. Seit dem 1850er Hochstand hat sich der Kleine Gosaugletscher um etwa 480 m Länge von 2150 m auf 2245 m Höhe zurückgezogen. Für den Nördlichen Torsteingletscher beträgt der Rückzugsweg seines Zungenendes sogar über 800 m, er endet heute in etwa 2400 m Höhe.

Beim Südlichen Torsteingletscher ist das Moränenmaterial so stark verrutscht, daß sich die Ausdehnung um 1850 nur ungefähr bestimmen läßt. Sein Ende lag ehemals dort, wo sich der Steig von der Windlegerscharte gegen den Sulzenhalsweg plötzlich steil nach abwärts wendet. Wo heute die Markierung, angefangen vom Torstein-Eck bis zur Windlegerscharte und abwärts bis zu den Plattenwänden unterhalb des Windlegerkogels (2350 m) durchwegs über ein blocküberstreutes Felsgelände führt, lag ehemals das Gletscherfeld des Torsteingletschers, wobei meist Schneefelder auch einen Zusammenhang mit dem Südlichen Torsteingletscher vortäuschten. Sowohl einzeln betrachtet, als auch in ihrer Gesamtläche haben diese drei Torsteingletscher nach dem Edelgrieglletscher von allen Gletschern des Dachsteinstockes den größten Arealverlust seit 1850 erlitten. Die Eisbildung beschränkt sich beim Südlichen Torsteingletscher überhaupt nur mehr auf seinen nachmittags beschatteten Teil (Abb. 15).

Übersicht der Flächen und Rückgangsbeträge der Dachsteingletscher seit 1850

Aus der anschließenden Tabelle ersehen wir, welch gewaltigen Flächenverlust die Gletscher in unserem Gebiet erlitten haben. Berücksichtigen wir, daß auch im Koppenkar und Landfriedboden eindeutige Spuren einer Eiswirkung aus der Mitte des 19. Jahrhunderts zu finden sind, so nähert sich der Arealverlust der gesamten Vergletscherung des Dachsteinstockes seit 1850 schon bedenklich an die Hälfte des ehemals vergletscherten Gebietes. Von den drei großen Gletschern hat dabei (jeweils auf den Gletscher selbst bezogen) den geringsten Flächenverlust der Hallstätter Gletscher, den geringsten Volumsverlust sicher der Große Gosaugletscher erlitten. Der Flächen- und Volumsverlust im Vergleich

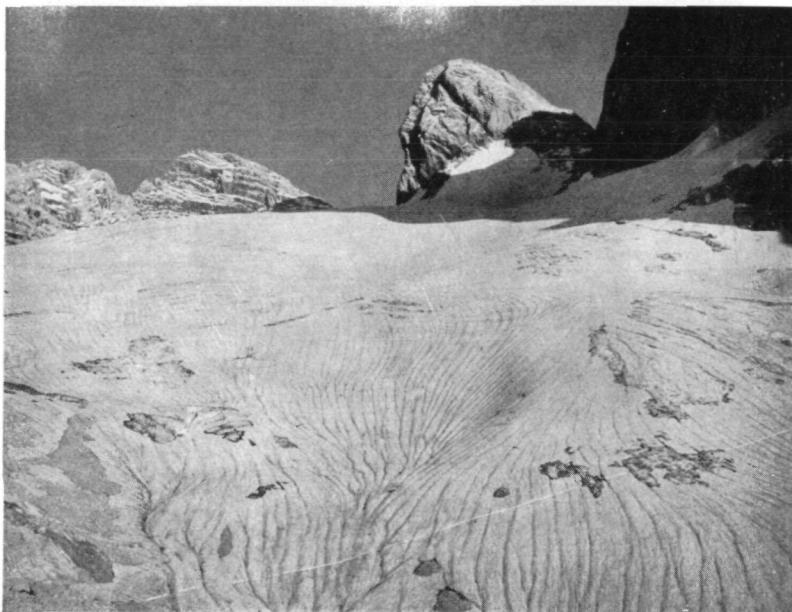


Abb. 9: Der Gosaugletscher mit Mitterspitz und Dachsteingipfel am 7. August 1933. Die alte Linzerweg-Route führte damals noch 400 m über Firngebiet. Die Eismächtigkeit war allerdings im Zungengebiet nur wenige Meter und an der linken Bildseite sind deutlich ausapernde Schuttmassen und anstehendes Gestein zu erkennen. Aufnahme: E. Arnberger.



Abb. 10: Der Gosaugletscher gegen die Hohe-Schneeberg-Wand am 7. August 1933. Die linke Zunge des Gosaugletschers endet heute oberhalb der erkennbaren Spur der alten Linzerweg-Route.

Aufnahme: E. Arnberger.

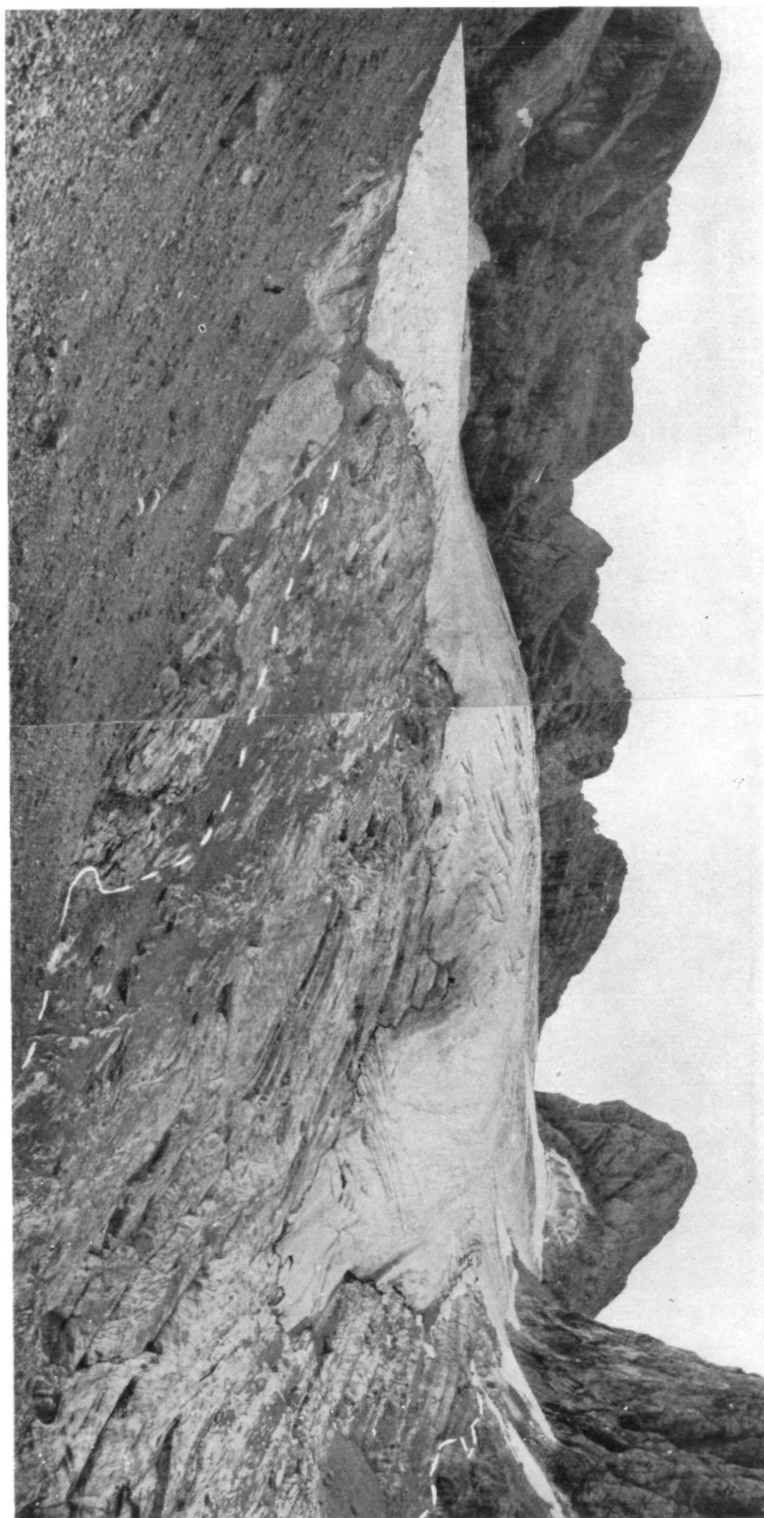


Abb. 11: Der Gosaulerscher am 26. August 1952. Selbst in den höchsten Teilen des Nahgebietes sind die wenigen Firnfelder und -flecken unzusammenhängend. Die weiße strichlierte Linie gibt die Ausdehnung des Gosaulerschers 1933 an. Aufnahme: E. Arnberger.



Abb. 12: Das orographisch rechte Zungenende des Gosaugletschers am 28. August 1952 mit der 1850er Moräne. Aufnahme: E. Arnberger.



Abb. 13: Der Kleine Gosaugletscher vom Torsteineck (2260 m) aus gesehen. Aufnahme am 28. August 1952 morgens.
Aufnahme: E. Arnberger.

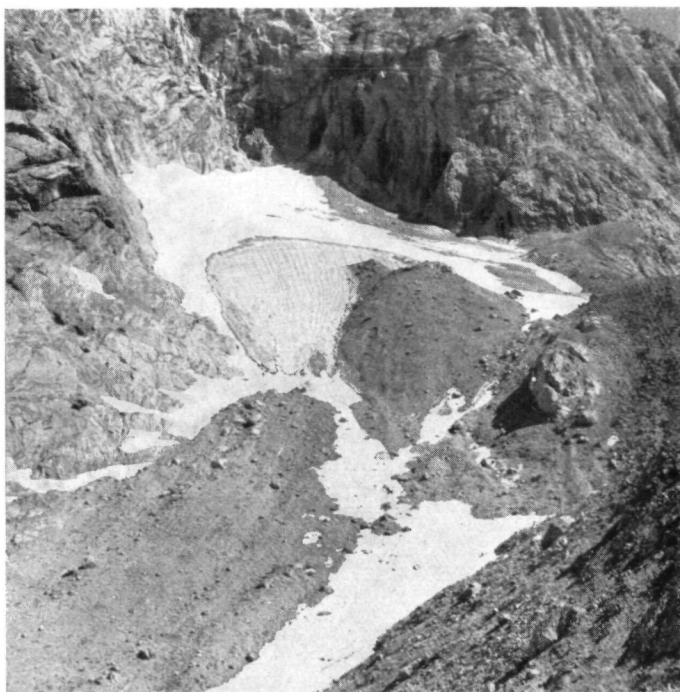


Abb. 14: Der Nördliche Torsteingletscher am 28. August 1952. Das an den aperten Teil des Gletschers seitlich anschließende Moränenmaterial liegt zum Teil noch über Eis.

Aufnahme: E. Arnberger.

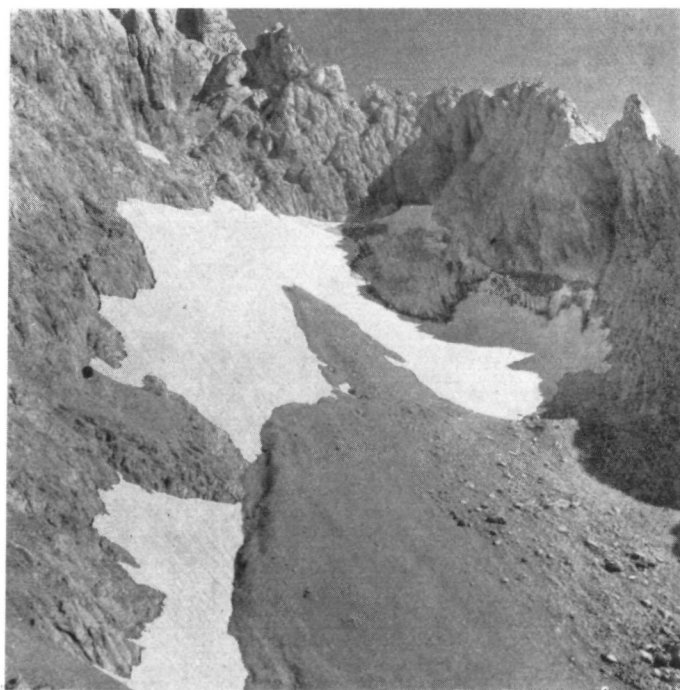


Abb. 15: Der Südliche Torsteingletscher am 28. August 1952.

Aufnahme: E. Arnberger.

zum Hochstand 1850 ist bei den kleinen Gletschern meist noch viel ungünstiger! Gleichzeitig vermindert sich natürlich in immer stärkerem Maße ihr Anteil am vergletscherten Gesamtareal. 1850 war dieser noch über 10 Prozent, heute ist er nur mehr wenig über 3 Prozent.

Flächen und Rückgänge der Dachsteingletscher
seit 1850*)

Gletscher	Fläche in ha	Flächenverlust seit 1850 bzw. 1856		Tiefstgelegener Punkt des Gletscherrandes	% der gesamten ver- gletscherten Fläche
		ha	%		
Hallstätter Gletscher:					
1856	505	—	—	1950 m	45'8
1884	473	32	5'9	1915 m	.
1899	430	75	14'8	2080 m	.
1928	398	107	21'2	um 2080 m	.
1934	385	120	23'7	je nach Seespiegelhöhe	.
1951	336	169	33'4	um rund 2075 m	54'2
Großer Gosaugletscher:					
1850	246	—	—	1920 m	22'3
1928	189	57	23'2	2120 m	.
1934	179	67	27'2	2125 m	.
1952	157	89	36'2	2220 m	25'3
Schladminger Gletscher:					
1850	225	—	—	um 2260 m	20'4
1872	199	26	11'5	2270—2280 m	.
1899	180	45	20'0	.	.
1928	125	100	44'4	2280 m	.
1934	97	128	56'8	2310 m	.
1951	81	144	64'0	2390 m	13'1
Schneeloch- gletscher:					
1850	60	—	—	um 2150 m	5'5
1928	38'5	21'5	35'8	und wenig darüber	.
1952	26	34	43'3		4'2

*) In der Tabelle bedeuten: — Angabe entfällt hier, . nicht gemessen oder nicht errechnet.

Gletscher	Fläche in ha	Flächenverlust seit 1850 bzw. 1856		Tiefstgelegener Punkt des Gletscherrandes	% der gesamten ver- gletscherten Fläche
		ha	%		
Kleiner Gosau- gletscher mit Nördlichem Torsteingletscher:					
1850	46'5	—	—	2150 m	4'2
1952	15	31'5	67'7	—	2'4
Kleiner Gosaugletscher:					
1850	(23)	—	—	2150 m	2'1
1952	10	(13)	(56'5)	2245 m	1'6
Nördlicher Torsteingletscher:					
1850	(23'5)	—	—	2150 m	2'1
1952	5	(18'5)	(78'7)	um 2400 m	0'8
Südlicher Torsteingletscher:					
1850	10 (?)	—	—	—	0'9
1952	3'5	6'5	65'0	um 2410—2420 m	0'6
Edelgriessgletscher					
1850	10 (?)	—	—	.	0'9
1952	.	.	.	.	.
Alle Gletscher zusammen:					
1850	1102	—	—	1920 m	100'0
1952	620	482	43'7	2075 m	100'0

Die Gletscherrandeinmessung 1952

Die Vermessungsarbeiten wurden in der Zeit vom 25. bis 30. August von der Gruppe für Natur- und Hochgebirgskunde und alpine Karstforschung der Sektion Edelweiß des Österreichischen Alpenvereines unter Leitung des Verfassers durchgeführt. Für diese Arbeiten hatten sich außer meiner Frau die Damen Minna Habitz und Rosa Tönies und die

Herren Marius D a d a k und Helmut R i e d e l dankenswerterweise zur Verfügung gestellt. Ab 26. August herrschte ausgezeichnetes Wetter und tadellose Sicht. Mit Ausnahme des Südlichen Torsteingletschers war die Abgrenzung der Eiskörper in den Zehrgebieten überall mühelos möglich.

Als Vermessungsinstrument wurde wie im Vorjahr ein Hildebrandt-Theodolit Nr. 3677 des Geographischen Institutes der Universität

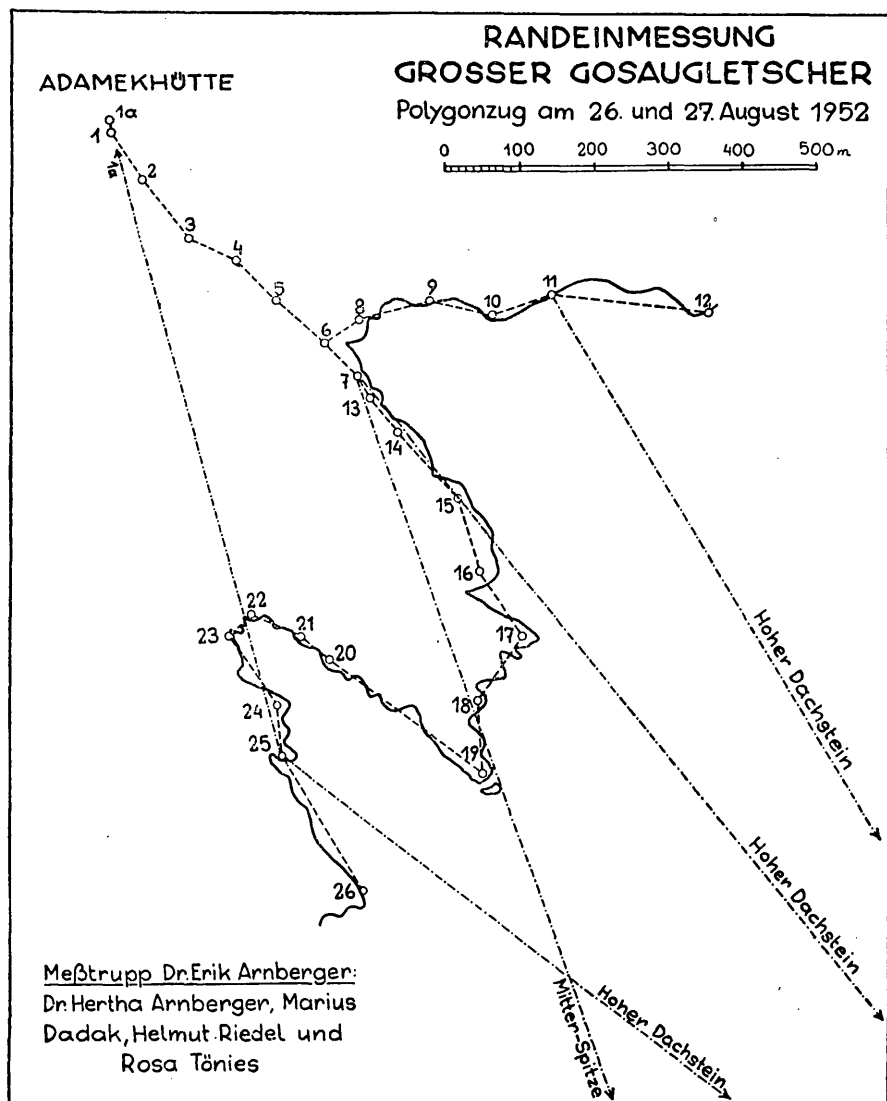


Abb. 16.

Wien mit Nonienablesung mittels Röhrenlupen, und zwar für den Horizontalkreis mit einer Genauigkeit von 1 Minute, für den Vertikalkreis von 30 Sekunden, verwendet. Polygonzug und Detailaufnahme wurden in einem durchgeführt. Die Polygonpunkte samt dazugehörigen Zahlen wurden auf anstehendem Fels mit roter Farbe gekennzeichnet. Zahl und Lage der Punkte sind aus den Abbildungen 16 bis 18 zu ersehen. Die Meßgenauigkeit übertraf die mögliche Darstellungsgenauigkeit auf der Karte 1 : 10.000 bei weitem.

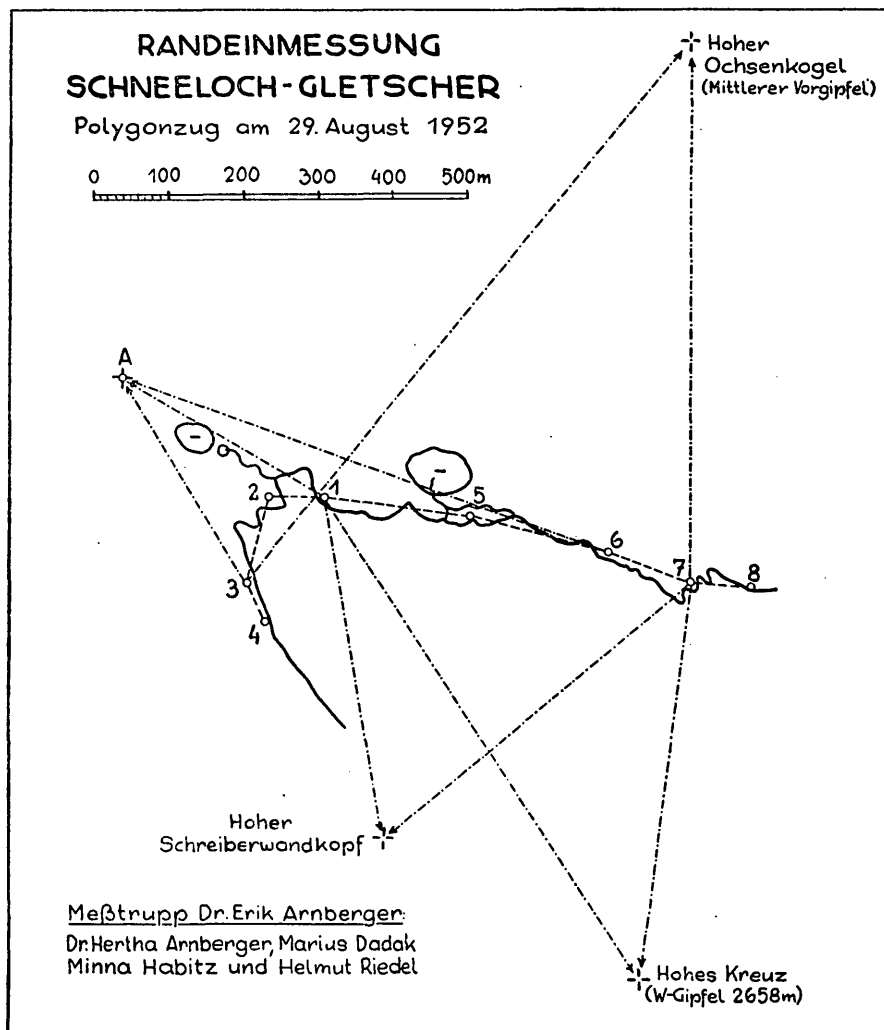


Abb. 17.

Beim Großen Gosaugletscher wurde der Polygonzug an den Punkt der Militärvermessung vor der Adamekhütte (Punkt 1 auf Abb. 16) angeschlossen. Für Kontrollvisuren standen die Adamekhütte, der Trigonometer auf dem Hohen Dachstein und der Gipfel der Mitterspitze zur Verfügung.

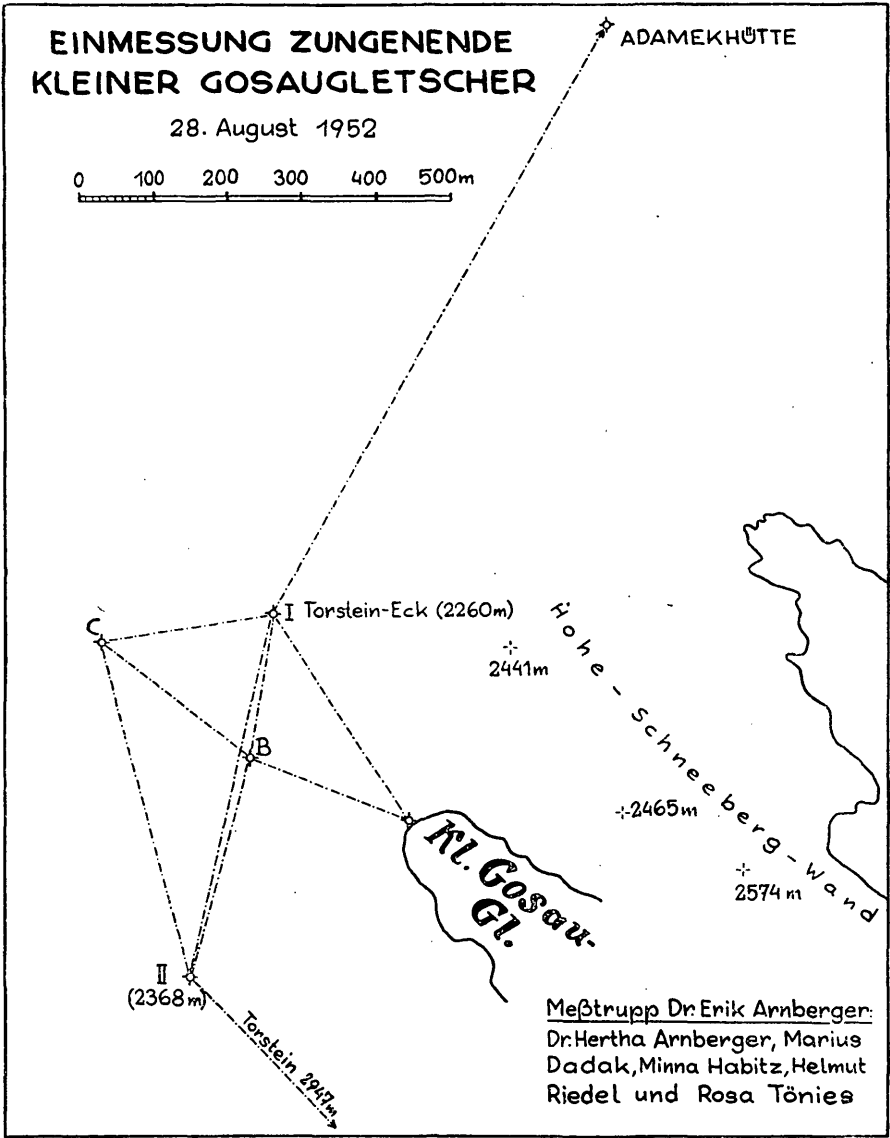


Abb. 18.

Bei der Randeinmessung des Schneelochgletschers dienten als Höhenpunkte der Westgipfel des Hohen Kreuzes (2658 m), der Hohe Schreiberwandkopf und der Hohe Ochsenkogel. Außerdem wurden Kontrollvisuren zum Punkt A (siehe Abb. 17), einem besonders markanten Punkt auf der 1850er Moräne, durchgeführt.

Vom Kleinen Gosaugletscher wurde nur das Zungenende eingemessen (Abb. 18), da sich die Umgrenzung, ebenso wie beim Nördlichen und Südlichen Torsteingletscher, leicht direkt in die Karte 1 : 10.000 einzeichnen ließ.

Als Grundlage für die beigegebene Karte 1 : 10.000, auf der die Gletscherstände eingetragen wurden, diente die Karte 1 : 25.000 des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins. Die Bearbeitung erfolgte unter Verwendung der Moränenaufnahmen von E. Wilthum durch den Verfasser.

S c h r i f t t u m :

1. Lichtenegger Norbert: Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. Sonderdruck aus: Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Bd. 1, Wien 1936.
2. v. Klebelsberg Raimund: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, 2 Bände, Wien 1949.
3. Penck Albrecht u. Brückner Eduard: Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 1, Leipzig 1909.
4. Gams Helmut: Aus der Geschichte der Alpenwälder. Zeitschr. d. Deutschen u. Österr. Alpenvereins, Bd. 68 (1937), S. 157—170.
5. Kinzl Hans: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 17 (1929), H. 1—3, S. 69—120.
6. Arnberger Erik und Wilthum Erwin: Die Gletscher des Dachsteinstockes in Vergangenheit und Gegenwart. Jahrbuch d. Oberöstr. Musealvereins, Bd. 97 (1952), S. 181, 214.
7. Paschinger Viktor: Pasterzenstudien. 11. Sonderheft der Carinthia II, Mitteilungen d. naturwiss. Vereines f. Kärnten, Klagenfurt 1948.
8. Firbas Franz: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, Bd. 1, Jena 1949.
9. Lichtenegger Norbert: Neuere Gletscherstudien in der Sonnblickgruppe. XLIV. Jahresber. d. Sonnblickvereines (1935), S. 13—37.
10. Simony Friedrich: Das Dachsteingebiet, Wien 1895.
11. Simony Friedrich: Über die Schwankungen der räumlichen Ausdehnung der Gletscher des Dachsteingebirges während der Periode 1840—1884. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges., Bd. 28 (1885), S. 113—135.
12. Simony Friedrich: Die Gletscher des Dachsteingebirges. Sitzber. d. Wr. Akad. d. Wissensch., math. nat. Kl. Abt. I, Bd. 63 (1871), S. 504—531.
13. Dachstein 1 : 25.000 — Neuaufnahme 1928. Aufn.-Blatt 127/1-N. Aufgenommen unter Leitung von Ob.-Verm.-Rat Augustin Germershausen durch den Mappedeur Verm.-Ob.-Komm. Johann Heinrich, Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (unveröffentlicht).

14. Dachstein 1 : 25.000 — Neuaufnahme 1934/35. Aufn.-Blatt 127/1-N (Hoher Dachstein). Aufgenommen unter Leitung von Ob.-Verm.-Rat Augustin Germershausen von den Mappeuren Hptm. Engelhardt Kroboth und Hptm. Hans Knapp, Bundesamt f. Eich- und Vermessungswesen (unveröffentlicht).
15. Krebs Norbert: Die Dachsteingruppe. Zeitschr. d. Deutschen und Österr. Alpenvereines, Bd. 46 (1915), S. 1—42.

Nachtrag zum Schrifttumsverzeichnis des I. Teiles:

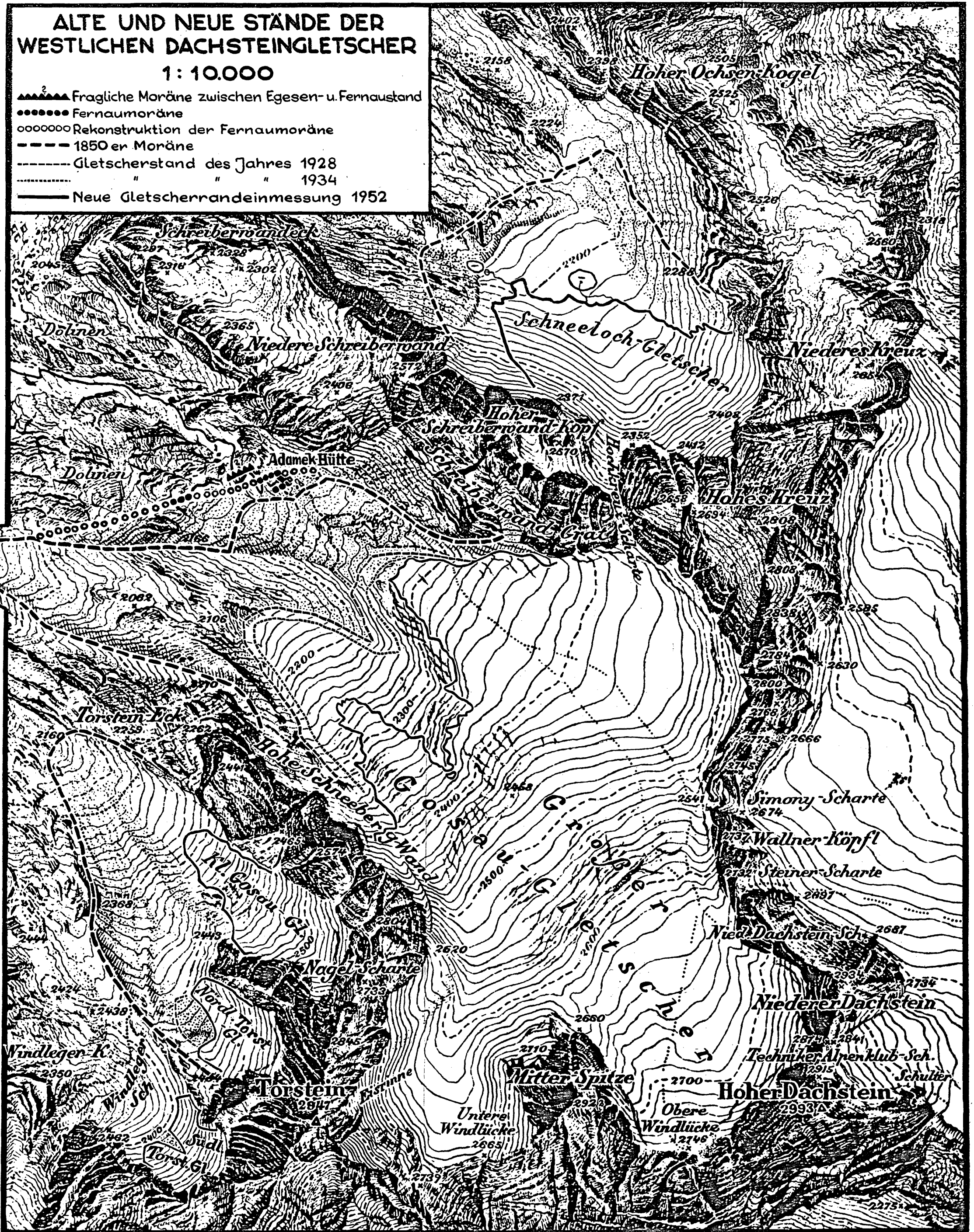
41. Simony Friedrich: Meteorologische Beobachtungen während eines dreiwöchentlichen Winteraufenthaltes auf dem Dachsteingebirge. Sonderdruck aus W. Haidingers „Berichte über die Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien“, 2. Bd., S. 124—136.
42. Simony Friedrich und Geyer Georg: Die Dachstein-Gruppe. Zeitschr. d. Deutschen und Österr. Alpenvereines, 12. Bd. (1881), S. 217—310.
43. Geyer Georg: Führer durch das Dachsteingebirge, Wien 1886.

Siehe ferner das Schrifttumsverzeichnis im I. Teil der Arbeit.

ALTE UND NEUE STÄNDE DER WESTLICHEN DACHSTEINGLETSCHER

1:10.000

- ▲▲▲▲▲ Fragliche Moräne zwischen Egesen- u. Fernaustand
- Fernamuräne
- Rekonstruktion der Fernamuräne
- 1850er Moräne
- Gletscherstand des Jahres 1928
- " " " 1934
- Neue Gletscherrandeinmessung 1952



GRUNDKARTE: VERGRÖßERTER AUSSCHNITT DER ALPENVEREINS-KARTE 1:25.000, KARTENBEARBEITUNG: Dr. Erik ARNBERGER

MORÄNENAUFNAHMEN 1850 UND ÄLTER: Dr. ERWIN WILTHUM, GLETSCHERRANDEINMESSUNG 1952: Dr. ERIK ARNBERGER.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines](#)

Jahr/Year: 1953

Band/Volume: [98](#)

Autor(en)/Author(s): Arnberger Erik, Wilthum Erwin

Artikel/Article: [Die Gletscher des Dachsteinstockes in Vergangenheit und Gegenwart, II. Teil. 187-215](#)