

Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückgangs an Ostalpengletschern

Von

R. Finsterwalder, München

Mit 15 Tabellen, 8 Figuren, 6 Karten (2–6 am Schluß) und 6 Bildern
(Tafel XVI–XXI)

Seit etwa 100 Jahren befinden sich die Gletscher im Rückgang, seit langem beschäftigt sich die Wissenschaft und seit neuerer Zeit in steigendem Maße die Wasserwirtschaft und die Öffentlichkeit mit dieser Naturerscheinung, doch ist sie in ihrem tatsächlichen Ausmaß und Ablauf bisher noch wenig untersucht worden. Der Grund dafür liegt darin, daß die Gletscher, trotz der fortschreitenden Erschließung der Gebirge, Beobachtungen und Messungen noch heute große Schwierigkeiten in den Weg legen, ferner daß sie in ihrer Größe und Ausdehnung zur Zeit ihres letzten Höchststandes um 1850 nur unzulänglich bekannt sind, aber auch darin, daß die Erforschung der Gletscher eine sehr komplexe Aufgabe ist, die nur durch Zusammenwirken von Wissenschaftlern verschiedenster Fachrichtungen gelöst werden kann. Im folgenden soll versucht werden, das geodätische und topographische Material von verschiedenen Ostalpengletschern systematisch auszuwerten, um zahlenmäßige Angaben über den Gletscherrückgang und Möglichkeiten zu gewinnen, wie weiterhin Forschungen auf diesem Gebiet zwecks tiefergehender Untersuchung der so auffallenden Naturerscheinung des Gletscherrückganges durchgeführt werden können.

Die Gletscherschwankungen können durch Messungen folgender Werte zahlenmäßig festgehalten werden:

1. Lineare Veränderung der untersten Zungenenden in der Fließrichtung des Eises.
2. Flächenveränderung in verschiedenen Höhenzonen und Änderung der Gesamtfläche des Gletschers.
3. Höhenänderung der Gletscheroberfläche in den verschiedenen Höhenzonen und im Durchschnitt für den ganzen Gletscher.
4. Veränderungen im Eishaushalt und im dynamischen Verhalten (Änderung der Eisgeschwindigkeiten) des ganzen Gletschers.
5. Bestimmung der Höhenlage der Schnee-(Firn-)grenze.

Zu 1. Die linearen Verschiebungen der Zungenenden können nicht nur am leichtesten gemessen werden, weil die Gletschervorfelder meist

gut zugänglich sind und einfache Meßbandmessungen genügen; die Veränderungen an den Zungenenden sind auch besonders groß und im ganzen ein zuverlässiger Anhalt für das Gesamtverhalten des Gletschers. Mit Recht wird diese Methode deshalb in großem Umfang seit Jahrzehnten konsequent an einer großen Zahl von Gletschern angewendet¹. Im einzelnen sind jedoch die Ergebnisse in erheblichem Umfang von Zufälligkeiten abhängig, an einem im ganzen gleichmäßig zurückgehenden Gletscher schwanken die jährlichen Rückzugsbeträge der Zunge oft um ein Vielfaches. Gegenüber dem Verhalten des Gesamtgletschers sind die Erscheinungen am Zungenende auch mehr oder weniger verzögert. Aus diesen Gründen sind genauere Rückschlüsse auf die Flächen-, Dicken- und Volumenverluste des Gesamtgletschers auf diesem Wege nicht möglich.

Zu 2. Die Änderungen der Gletscherflächen geben zweifellos wichtige Zahlenwerte über das Ausmaß der Gletscherschwankungen. Voraussetzung für die Feststellung der Flächenänderungen ist allerdings das Vorliegen von topographischen Aufnahmen der gesamten Fläche des Gletschers zu den Vergleichszeitpunkten, diese Aufnahmen müssen jeweils den Zustand des Gletschers erfassen, bei dem das im Spätsommer fällige Schneeminimum eingetreten ist; denn nur dann und nur in warmen Sommern liegen auch im Firngebiet die Firn- und Eisgrenzen frei, die mit genügender Sicherheit die zu messenden Flächen bestimmen. Der Grenzverlauf ist dann in den höheren Gletscherzonen zwar ziemlich eindeutig, wenn auch sehr verwickelt (siehe die Karten 2—6), er ist aber mittels der modernen stereophotogrammetrischen Aufnahmemethoden meßtechnisch leicht mit genügender Sicherheit erfaßbar, während aus früherer Zeit nur von ganz wenigen Gletschern brauchbare und vollständige Messungen bzw. topographische Aufnahmen vorliegen. —

So wichtig genaue Werte über die Flächenveränderungen der Gletscher in vieler Hinsicht und gerade auch zur Beurteilung des Gletscherrückganges sind, so stellen sie doch kein voll brauchbares Maß zu dessen klarer Erfassung dar, da z. B. das Bett tiefer Gletscher an deren seitlichen Rändern steil nach dem Untergrund einfällt und deshalb solche Gletscher flächenmäßig auf Dickenänderungen viel weniger reagieren als dünne Gletscher, deren Tiefe vom Rand her nur langsam zunimmt.

Zu 3. Die Höhenänderungen der Gletscheroberfläche stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit Schneeauftrag und Ablation. Ihre Feststellung ist deshalb besonders wertvoll; im einzelnen beeinflussen

¹ Berichte über diesen Gletscherdienst, der sich in den Ostalpen unter Leitung von Prof. R. v. Klebelsberg auf fast alle größeren Gletscher erstreckt, finden sich laufend in der Zeitschrift für Gletscherkunde. In entsprechender Weise werden auch die Schweizer Gletscher beobachtet. Es erschienen darüber bisher 71 Berichte der Schweizer Gletscherkommission „Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses“ von Prof. Mercanton. Verhandl. d. Schweiz. Naturforsch. Ges. 1951, S. 378, Aarau 1951.

freilich die lotrechten Anteile der Gletscherbewegung zusätzlich die Höhenlage der Gletscheroberfläche, weil die Gletscher ja keineswegs statische Gebilde sind, sondern der Dynamik der Eisbewegung unterliegen; die lotrechten Anteile der Gletscherbewegung und ihre Änderungen sind sehr schwer feststellbar. Im Mittel über den ganzen Gletscher geben aber die Höhenänderungen der Eis- und Firnoberfläche zweifellos sehr brauchbare Werte zur Beurteilung der Gletscherschwankungen^{2a}. Diese Werte stehen auch in einfacher und unmittelbarer Beziehung zu den meteorologischen Werten von Niederschlag, Strahlung und Wärme sowie zum Wasserabfluß aus dem Einzugsgebiet des Talgebietes, in dem der Gletscher liegt. —

Die genügend sichere Feststellung der Höhenänderungen erfordert sehr genaue Messungen über die gesamte Gletscheroberfläche, die besonders im Firngebiet auf erhebliche Schwierigkeiten stoßen. Um die klassischen Methoden der Tachymetrie anzuwenden, müssen die vielfach sehr zerspaltenen oder steilen Eis- und Firnfelder in ihrer ganzen Ausdehnung betreten werden, bei Anwendung der stereophotogrammetrischen Methoden beeinträchtigt die oft mangelnde Durchzeichnung der Bilder im Bereich der gleichmäßig weißen Firnflächen die erforderliche Genauigkeit beim Aufsetzen der räumlichen Meßmarke. Das stereophotogrammetrische Aufnahmeverfahren muß deshalb mit ganz besonderer Sorgfalt angewendet werden. Eine wichtige Eigenheit des Verfahrens liegt darin, daß es Werte auch über längere Zeiträume gibt, die durch den zeitlichen Abstand der Messungen bestimmt sind; sind die Zeiträume kurz, so ist die erforderliche Meßgenauigkeit hoch, besonders bei Messungen im Abstand von einem Jahr und in noch kürzerer Zeit.

Zu 4. Schließlich können zweifellos Messungen des Eishaushaltes über den ganzen Gletscher die Gletscherschwankungen erfassen und mit den meteorologischen Vorgängen in Verbindung bringen lassen. Es sind zwei Methoden möglich:

a) Bestimmung des Eisdurchflusses in einer Anzahl von Querprofilen^{2b}. Zu diesem Zweck müssen die Eisgeschwindigkeiten auf der Oberfläche z. B. aus photogrammetrischen Messungen bekannt sein, die Geschwindigkeit im Innern und die Form der Querprofile lassen sich z. B. nach der Lagallyschen Theorie rechnen. So ergibt sich leicht für ein Profil der Eisdurchfluß; aus der Abnahme oder Zunahme des Eisdurchflusses von Profil zu Profil kann die Ablation bzw. der Auftrag bestimmt werden. Die Methode ist vom Verfasser am Fedtschenko-

^{2a} Siehe hierzu Lütseh-G-Lötscher, Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges, Beitr. Geologie d. Schweiz, Geotekt. Serie, Hydrologie, Bd. I, 1. Teil, 1. Abt. Zürich 1945, 2. Abt. Zürich 1944. Ferner Fr. Ackerl, Luftphotogrammetrische Ermittlung des Massenschwundes der österreichischen Gletscher. Jhrb. der Hochschule für Bodenkultur in Wien, Bd. II, 1948, S. 327—335, Verl. G. Fromme, Wien 1949.

^{2b} R. Finsterwalder, Eishaushalt von Gletschern und Niederschläge in Gletschergebieten. Geol. Rundschau XXXIV, 1944, S. 705—712, dort weitere Literaturangaben.

Gletscher (Alai-Pamir) und am Nanga Parbat, von Pillewizer in Spitzbergen mit Erfolg angewendet worden. Bei Wiederholung der Messungen in verschiedenen Jahren ergeben sich die Gletscherschwankungen aus der Änderung der Geschwindigkeiten und des Eisdurchflusses. Die Methode erscheint besser geeignet, über längere Zeiträume Angaben zu gewinnen als über kurze. Sie gibt auf jeden Fall auch einen guten und wertvollen Einblick in die Gletscherdynamik.

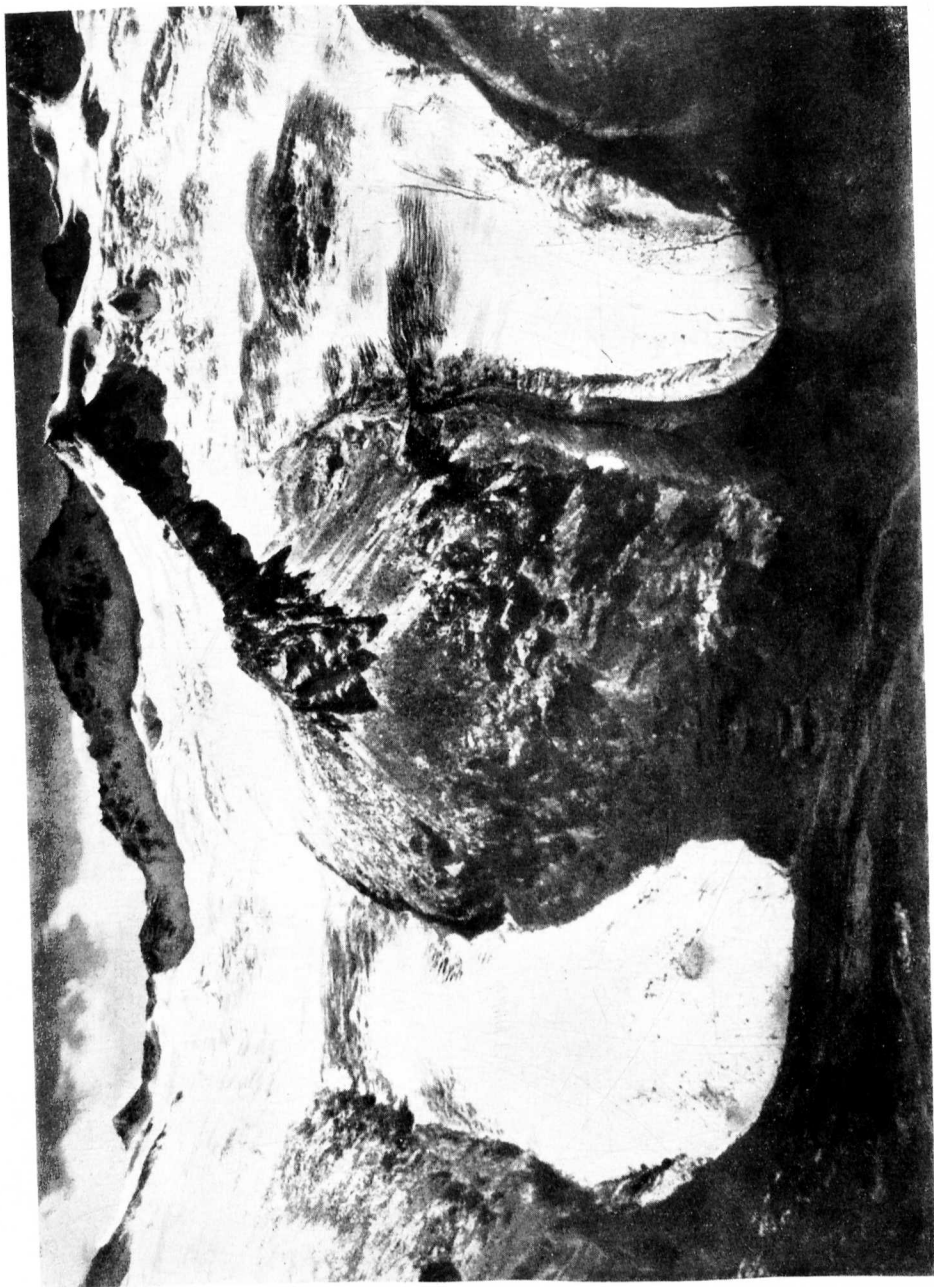
b) Da der Eishaushalt vom Schneeauftrag und der Ablation in allen Bereichen des Gletschers abhängig ist, kann er durch Auftrags- und Ablationsmessungen bestimmt werden. Wertvolle Forschungsarbeit hat in dieser Hinsicht H. W:son Ahlmann³ geleistet, den Eishaushalt nordischer Gletscher auf diesem Wege ermittelt und durch Wiederholung der Messungen Gletscherschwankungen bestimmt. In Amerika ist diese Methode in letzter Zeit mit Erfolg angewendet worden⁴. Die Methode ergibt unmittelbar aus den meteorologischen Elementen begründete Werte für den Eishaushalt im Jahre der Messung. Um über längere Zeiträume Werte für den Gletscherrückgang zu erhalten, müßte man in jedem einzelnen Jahr dieser Zeiträume die Messungen wiederholen und die Jahresergebnisse kontinuierlich zusammenfassen. Meßtechnisch erfordert die Methode also einen sehr großen Aufwand. Für Einzeluntersuchungen erscheint sie heute unentbehrlich und ermöglicht die Aufhellung der Einwirkung von Klima und Wetter auf das Verhalten der Gletscher; aber um den Gletscherrückgang in einem größeren Bereich über längere Zeit zahlenmäßig zu erfassen, kann sie heute wohl noch nicht mit Erfolg angewendet werden. Jedenfalls liegt dazu in den Ostalpen noch viel zu wenig Material vor.

Zu 5. Mit den Gletscherschwankungen ändert sich auch die Höhenlage der Schneegrenze auf den Gletschern. Da es bisher keine sichere Methode zur Bestimmung der Schneegrenze gibt, wird in einem späteren Abschnitt dieser Arbeit eine Verbesserung der Methode Kurowski entwickelt, welche die Bestimmung der Schneegrenze an einem stationären Gletscher ermöglicht. Die Methode beruht auf der Verwertung der unter 2 genannten Flächenbestimmungen; sie läßt auch für die im Rückgang befindlichen Gletscher interessante Feststellungen zu. Diejenigen Gletscher, die sowohl zu einem früheren Zeitpunkt wie auch in letzter Zeit in einem vorübergehend stationären Zustand aufgenommen werden konnten, lassen eine Bestimmung der Hebung der Schneegrenze zu, die als zahlenmäßige Angabe über den Gletscherrückgang besonders vom meteorologischen Standpunkt wertvoll sein dürfte.

Das Ideal wäre natürlich eine kombinierte Anwendung aller genannten Methoden. Man kann aber höchstens für die Zukunft versuchen, dieses Ideal zu verwirklichen. Für die vergangene Zeit muß man sich auch bei den relativ noch recht gut bekannten Gletschern

³ H. W:son Ahlmann. *Researches in Snow and Ice 1918—1940*, Geogr. Journal 107, 1946, S. 11—28. Siehe auch *Z. f. Gletscherkunde* 1949, S. 109. 25 Jahre nordisch-arktische Gletscherforschung unter Leitung von H. W:son Ahlmann, *Geolog. Rundschau* 1944, Bd. 34, S. 282—293.

⁴ P. R. Sharp. *Accumulation and Ablation on the Seward-Malaspina Glacier System, Canada-Alaska*. Bull. of the Geological Society of America. Vol. 62, PP. 725—744, 1951.



Aufn. S. Finsterwaller

Bild 1. Horn- und Waxeggkees 1921.



Autn. R. Finsterwalder

Bild 2. Horn- und Waxeggkees 1951.

der Ostalpen nach den vorhandenen Beobachtungen und Messungen richten. Zahlenmäßige Angaben lassen sich für dieses Gebiet aus den Methoden 2 auf Grund der Flächenänderungen, besonders mit Methode 3 auf Grund der Höhenänderungen und schließlich mit Methode 5 auf Grund der Hebung der Schneegrenze gewinnen. Diese Methoden wurden deshalb den Untersuchungen in dieser Arbeit zugrundegelegt. Sie stützen sich auf alle veröffentlichten und weitere dem Verfasser zugänglichen Gletschermessungen in den Ostalpen aus früherer und neuester Zeit. Das Material ist der äußerst verdienstvollen Tätigkeit des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins zu verdanken, der seit 1880 auf Veranlassung seines damaligen Präsidenten E. Richter die messende Gletscherforschung pflegt. E. Richter hat erstmals in den Ostalpen die Messungen vom Zungenende und dem Vorfeld auf den Gletscher selbst verlegt, 1880 am Obersulzbachferner in der Venedigergruppe die Zunge selbst vermessen und die Vermessung zwei Jahre später wiederholt⁵. Seinem Beispiel folgte S. Finsterwalder, der in den folgenden Jahren die Zunge des Gepatschferners in ähnlicher Weise bearbeitete. 1889 hat er dann erstmals einen Gletscher in seiner ganzen Ausdehnung genau in einer zuverlässigen Schichtlinienkarte dargestellt. Finsterwalder und seine Schüler, insbesondere H. Hess, haben in der Folge mit Unterstützung des Alpenvereins in diesem Sinne weitergearbeitet, neue Gletscher ebenso aufgenommen und die Aufnahmen an früher vermessenen Gletschern in systematischer Weise wiederholt. Seit 1925 lieferte dann die Alpenvereinskartographie⁶ weiteres Material; denn die Aufnahmen für die Alpenvereinskarten wurden seit dieser Zeit photogrammetrisch so genau durchgeführt, daß sie von den Gletschern im Bereich dieser Karten für unsere Zwecke brauchbares Material liefern.

Die untersuchten Gletscher

Sie liegen in den Zentralalpen und gehören den Zillertaler, den Stubai- und Ötztaler Alpen sowie der Glocknergruppe in den Hohen Tauern an (Karte 1). Es sei bemerkt, daß außerdem die bayerischen Gletscher einer Untersuchung unterzogen wurden; die Ergebnisse sind an anderer Stelle⁷ veröffentlicht, sie stimmen mit den an den größeren Ostalpengletschern gewonnenen grundsätzlich überein, doch sind die bayerischen Gletscher so klein, daß die im folgenden benützten Untersuchungsmethoden im einzelnen über längere Zeiträume hinweg nicht angewendet werden können.

⁵ E. Richter, Beobachtungen auf den Gletschern der Ostalpen: I. Der Obersulzbachgletscher 1880—1882. Z. d. D. u. Ö. Alpenvereins, XIV. Bd., 1883, S. 38—93.

⁶ R. Finsterwalder, u. A. Alpenvereinskartographie und die ihr dienenden Methoden. Verl. A. Wichmann, Berlin 1935, s. insbes. den Abschnitt S. Finsterwalder, Gletscherforschung und Alpenvereinskartographie, S. 65—70.

⁷ R. Finsterwalder. Die Gletscher der bayerischen Alpen. Jahrbuch d. Deutschen Alpenvereins 1951, S. 60—66, Verl. F. Schmitt, München 1951.

Tabelle 1

Gletscher	Gruppe	Aufnahme	Bemerkung	Fläche km ²
1 Schwarzenstein				4,4
2 Horn	Zillertal	1921 S. Finsterwalder ⁹	vollständig	3,3
3 Waxegg		1950 R. Finsterwalder	aufgenommen	3,5
4 Schlegels				5,5
5 Grünau		1932 A.-V.-Aufnahme ¹⁰	vollständig	1,4
6 Sulzenau	Stubai	durch Biersack	vollständig	2,6
Fernerstube		1950 W. Hofmann	vollständig	1,2
7 Übeltal			Firnfeld	4,1
8 Pasterze	Hohe Tauern Glockner-Gruppe	1925 A.-V.-Aufnahme ¹¹ 1950 R. Finsterwalder	1950 nur Zunge und Glocknerkamm erfaßt	9,0
9 Gepatsch	Ötztal	1887 S. Finsterwalder ¹² 1891 Kerschensteiner ¹³ 1896 S. Finsterwalder ¹³ 1922 S. Finsterwalder ¹⁴ 1940 A.-V.-Aufnahme ¹⁵ durch E. Schneider	Zunge Zunge Zunge vollständig vollständig	1,8 1,8 1,8 19,9 +3,9 ¹⁴
10 Hintereis	Ötztal	1894 H. Hess ¹⁶ 1920 H. Hess ¹⁷ 1940 A.-V.-Aufnahme ¹⁵ durch E. Schneider	vollständig vollständig vollständig	11,5
11 Vernagt und Guslar	Ötztal	1889 S. Finsterwalder ¹⁸ 1912 O. von Gruber ¹⁹ 1940 A.-V.-Aufnahme durch E. Schneider ¹⁵	vollständig vollständig vollständig	10,0 3,7
12 Hochjoch	Ötztal	1893 Blümcke und H. Hess ²⁰ 1907 O. v. Gruber ²¹ 1940 A.-V.-Aufnahme ¹⁵	vollständig vollständig vollständig	10,5

Die Untersuchungen verlangen, wie erwähnt, sehr gutes topographisches Ausgangsmaterial. Für die bearbeiteten Gletscher mußten genaueste topographische Aufnahmen, vor allem auch aus früherer Zeit, vorliegen, es war dabei im allgemeinen notwendig, die unmittelbar aus den Originalaufnahmen gewonnenen Schichtlinienpläne zu benutzen, um die erforderliche Sicherheit zu erreichen⁸. Es konnten deshalb nur ganz bestimmte Gletscher in Betracht gezogen werden, bei denen die erwähnten notwendigen Voraussetzungen gegeben waren. Um das vorhandene Material zu vervollständigen, und insbesondere den derzeitigen Stand der Gletscher berücksichtigen zu können, wurden im Sommer 1950 vom Verfasser mit Unterstützung des Alpenvereins eine Reihe dieser Gletscher mit einer Gesamtoberfläche von 35 Quadratkilometer erneut photogrammetrisch aufgenommen und mit Mitteln, welche die Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft gab, ausgewertet. Das dadurch vervollständigte zur Untersuchung verfügbare Material ist in Tabelle 1 zusammengestellt. Die Lage der untersuchten

⁸ Das war besonders bei den Karten 1:25.000 der Fall. Dieser Maßstab ist zu klein, um die Auswertungen mit genügender Schärfe durchzuführen. Diese wurden auf Grund von Plänen 1:10.000 oder 1:12.500 vorgenommen.

⁹ S. Finsterwalder, Der Schlegeisgrund im Zillertal. Z. f. Gletscherkunde 1923, S. 1—7, mit Karte 1:10.000 nach dem Stand von 1921.

¹⁰ Blatt Hochstubaï 1:25.000, aufgenommen 1932, herausgegeben vom D. u. Ö. Alpenverein 1937.

¹¹ Karte der Glocknergruppe 1:25.000, aufgenommen 1925, herausgegeben vom D. u. Ö. Alpenverein 1928.

¹² S. Finsterwalder und H. Schunck. Der Gepatschferner. Z. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1888, S. 50—58, mit Karte nach dem Stand von 1888.

¹³ W. Kutta, Der Gepatschferner im Jahre 1896. Mitt. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1901, S. 133—135.

¹⁴ S. Finsterwalder, Begleitworte zur Karte des Gepatschfernens mit Karte 1:20.000. Z. f. Gletscherkunde, Bd. XV, 1926/27, S. 20—41. Es wurde dabei auch das 3,9 Quadratkilometer umfassende Firnggebiet jenseits der Wasserscheide (siehe Karte 5) erfaßt.

¹⁵ Blatt Weißkugel 1:25.000 der Ötztaler Karte, aufgenommen 1940, herausgegeben vom Alpenverein 1951. Auf der Karte ist das Jahr der Aufnahme der Gletschergebiete irrtümlich statt 1940 mit 1942/43 angegeben.

¹⁶ A. Blümcke und H. Hess, Untersuchungen am Hintereisferner. Wiss. Erg.-Hefte zur Z. d. D. u. Ö. Alpenvereins, I. Bd., 2. Heft, S. 7—87, mit Karte nach dem Stand von 1894, Graz 1897.

¹⁷ H. Hess, Der Hintereisferner 1893—1922. Z. f. Gletscherkunde 1924, S. 143—203, mit Karte 1:10.000 nach dem Stand von 1920.

¹⁸ S. Finsterwalder, Der Vernagtferner. Wiss. Erg.-Hefte d. D. u. Ö. Alpenvereins, I. Bd., 1. Heft, S. 5—96, mit Karte 1:10.000 nach dem Stand von 1889, Graz 1897.

¹⁹ Die durch O. v. Gruber 1912 durchgeführte und von ihm am Autographen in 1:10.000 ausgewertete photogrammetrische Aufnahme ist nicht veröffentlicht worden. Dem Verfasser stand aber eine Reproduktion des Autographenplans zur Verfügung.

Gletschergebiete geht aus Karte 1 hervor. Verkleinerungen der benützten Schichtlinienpläne sind in den Karten 2—6 (am Schluß) wiedergegeben, siehe auch die Bilder 1—8.

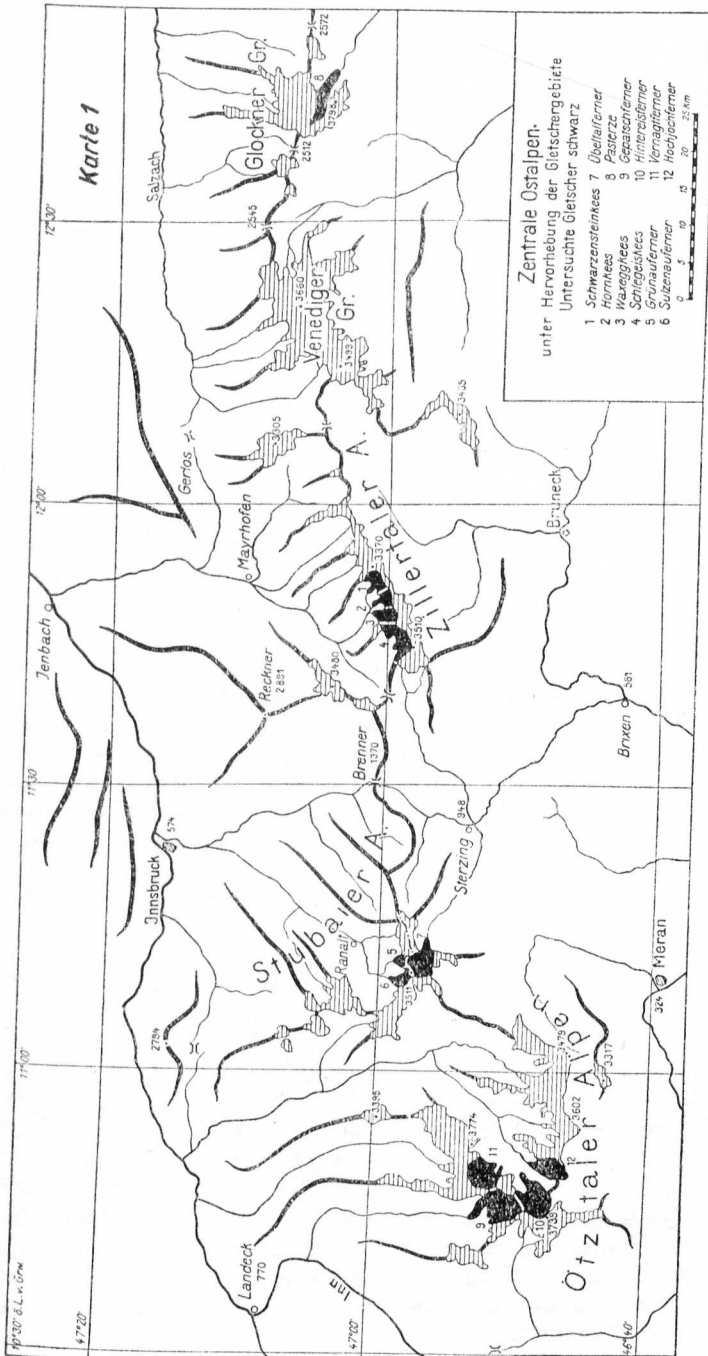
Das vorhandene Material ist durchaus vielseitig und umfaßt wohl alle in den Ostalpen vorkommenden Gletschertypen, vor allem Gletscher vom normalen Typ mit mittelsteilem Firnbecken und steilerer Zunge (Schwarzenstein-, Horn-, Waxeggkees, Bild 2), den steileren Grünaufner, die fast plateauartige Firnvergletscherung des Gepatschferners, den stark gestuften Sulzenaufner, Bild 6, den verhältnismäßig schmalen Hintereisferner, den sehr einfach gestalteten Hochjochferner und den südostexponierten Vernagtferner. In ihrer Größe sind die untersuchten Gletscher sehr verschieden, sie schwankt zwischen 1,4 Quadratkilometer (Grünaufner) und 20,2 Quadratkilometer (Gepatschferner). Die Gletscher sind auch in äußerlich sehr verschiedener Weise vom Gletscherrückgang betroffen: manche haben ihr Aussehen kaum verändert, so der Gepatschferner und der Hochjochferner, andere Gletscher haben ihre Zunge vollständig verloren wie z. B. das Waxegg- und Schlegeiskees und haben nun eine Anzahl kleinerer und höher endigender Zungen. Das Hornkees ist in zwei selbständig gewordene Teilgletscher zerfallen. Siehe Abb. 1—4.

In allererster Linie wurden die mindestens zweimal zwischen 1920 und 1950 vollständig aufgenommenen Gletscher ausgewertet; dabei erwies es sich nicht als erforderlich, irgendwelches Material aus der Untersuchung auszuschalten. Als besonders wichtig erwies sich die dreimalige vollständige Aufnahme des Hintereisferners in den Jahren 1893, 1920 und 1940, sie erlaubte eine Ausdehnung der zahlenmäßigen Erfassung des Gletscherrückganges über das Jahr 1920 zurück bis 1890; zu einer nur generellen Kontrolle dieses Zeitraumes dienten die ebenfalls dreimal aufgenommenen Gletscher: Hochjoch-, Vernagt- und Guslarferner; die Kontrolle war deshalb nur generell möglich, weil ihre Aufnahmezeiten aus denen der übrigen herausfallen, die Aufnahme des Hochjochferners 1893 im Firngebiet ungenau war und weil der durch seine ungewöhnlichen Vorstöße bekannte Vernagtferner auch in diesem Fall ein besonderes Verhalten zeigte.

Im ganzen eignen sich die untersuchten Gletscher in ihrer Gesamtheit recht gut für die Erfassung des Gletscherrückganges; sie lassen eines- teils wohl genügend allgemein gültige Zahlenwerte dafür ableiten, sie zeigen aber auch die besondere Weise, in der verschiedene Gletscher auf die den Rückgang bedingenden Einflüsse reagieren. Wünschenswert wäre natürlich das Vorliegen einer viel größeren Anzahl von Wiederholungsmessungen an allen Gletschern gewesen, um den Ablauf der Rückzugsschwankungen noch eingehender und differenzierter zu erfassen.

²⁰ A. Blümcke und H. Hess, Der Hochjochferner im Jahre 1893 mit Karte. Z. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1895, S. 17ff. Diese Karte des Hochjochferners ist nur im Zungengebiet genau genug.

²¹ O. v. Gruber, Der Hochjochferner im Jahre 1907. Mit Karte 1:10.000. Z. f. Gletscherkunde 1912/13, VII. Bd., S. 1—36.



Die untersuchten Perioden des Gletscherrückganges seit 1850

Wenn auch das für die Untersuchung des Gletscherrückganges vorhandene oben aufgeführte Material einigermaßen umfangreich ist, so ergaben sich aus ihm doch zunächst nicht genügend Anhaltspunkte für die Auswahl geeigneter Perioden in den 100 Jahren seit 1850, während der der Gletscherrückgang ja keineswegs gleichmäßig vor sich gegangen ist. Daß Perioden verschieden starken Gletscherrückganges vorliegen, ist aus dem Verhalten der Gletscherzungen bekannt, für die sehr zahlreiche, im Laufe der Zeit immer häufiger gewordene Beobachtungen vorhanden sind. Aus diesen ist bekannt, daß verschiedene Gletscher um 1890 und 1900, besonders aber um 1920 in ihrer Mehrzahl kleinere Vorstöße gemacht haben. Im ganzen kennzeichnen diese Vorstöße nicht ein längerdauerndes Anwachsen der Gletscher, sondern nur eine Verlangsamung des Rückganges für die Periode von 1890 bis 1920. Seit 1920 bis heute ist der Rückgang zweifellos wieder in verstärktem Maß eingetreten und dauert heute noch an. Für diese Zeit liegen auch die meisten Messungen vor und so ergab es sich zwanglos, daß die Periode von 1920 bis 1950 in erster Linie untersucht wurde.

In zweiter Linie erstreckten sich die Untersuchungen auf die Periode von 1890 bis 1920; für diese liegen zwar sehr viel weniger Messungen vor. Doch geben, wie erwähnt, die sowohl 1894 wie 1920 auf den ganzen Hintereisferner ausgedehnten Aufnahmen von Hess wenigstens für einen Gletscher mittlerer Größe eine einwandfreie Meßgrundlage, welche den Hauptteil dieser Periode umfaßt. Eine wertvolle Ergänzung liefern die Messungen an der Zunge des Gepatschferners in den Jahren 1887, 1891 und 1895, die im Rahmen der Gesamtaufnahme dieses Gletschers 1922 wiederholt wurden. Dagegen fallen die Aufnahmen des Hochjochferners 1907 sowie des Guslar- und Vernagtferners 1912 mitten in die genannte Periode und können, wie erwähnt, erst in zweiter Linie zu ihrer Gesamtuntersuchung herangezogen werden. Jedenfalls ist es aber möglich, auch über die Periode schwächeren Gletscherrückganges von 1890 bis 1920 noch einigermaßen zuverlässige Angaben zu erarbeiten.

Ungünstiger liegen die Verhältnisse für die Zeit von 1850 bis 1890, das heißt die erste Periode des um etwa 1850 bis 1856 einsetzenden Gletscherrückganges. Der Höchststand von 1850 kann aus den Stirn- und den anschließenden Seitenmoränen für die Extremlage des damaligen äußersten Gletscherrandes zwar in vielen Fällen recht gut rekonstruiert werden; dagegen läßt sich die damalige Aufwölbung der Zungen über die Moränen und damit die Höhenlage der Oberfläche für die Zungen nur einigermaßen schätzen; die Höhenlage der Eis- und Firnflächen kann für deren Höchststand um 1850 leider nicht genau genug geschätzt werden. Man ist also für die Beurteilung des Rückganges in der Periode 1850 bis 1890 im wesentlichen auf Schätzungen, die sich auf die Zungengebiete stützen, angewiesen.

Im folgenden werden zunächst die Messungen für die Periode 1920 bis 1950 ausgewertet.

Die Flächenverluste 1920—1950

Liegen für einen Gletscher für zwei verschiedene Zeiten vollständige Aufnahmen zur Zeit des Schneeminimums bzw. der größten Ausaperung im Sommer vor, ist es leicht, durch Flächenmessung, am besten mittels Planimeters, die Arealveränderungen festzustellen. Dabei interessieren nicht allein die Veränderungen für den Gletscherbereich insgesamt, sondern auch die Veränderung in den verschiedenen Höhenzonen. Deren Flächen werden auch für die folgenden Untersuchungen der Höhenänderungen der Gletscheroberfläche gebraucht. Dabei gibt es für die Abgrenzung der Höhenzonen, die grundsätzlich mit 100 Meter Höhenunterschied festgelegt wurden, zwei Möglichkeiten:

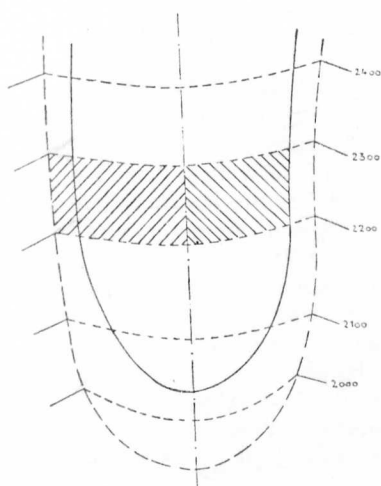


Fig.1 Zonenflächen bei Weg 1.

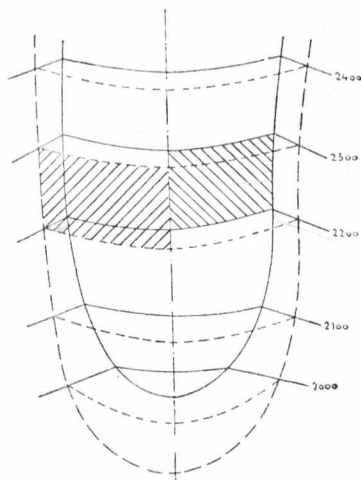


Fig.2 Zonenflächen bei Weg 2.

Links der Mittellinie alte Fläche, rechts neue Fläche schraffiert. Die Flächen sind jeweils nur bis zur Gletschermitte schraffiert, sie reichen jeweils bis zum anderen Gletscherrand.

1. Man mißt die Zonenflächen bei einem Gletscherstand zwischen den Schichtlinien des einen Gletscherstandes und den zugehörigen Gletscherrändern, beim anderen Gletscherstand zwischen denselben Schichtlinien des einen Gletscherstandes und den Gletscherrändern des anderen Standes (Fig. 1). Man benötigt dabei nur die Schichtlinien des einen Gletscherstandes und die Gletscherränder beider Stände. Dieser Weg ist einfacher als der zweite und hat auch sonst gewisse Vorteile eines unmittelbaren und klareren Überblickes.

2. Man mißt die Zonenflächen für jeden Gletscherstand zwischen den zu diesem Stand gehörigen Schichtlinien und Gletscherrändern (Fig. 2). Dieser Weg ist grundsätzlich der richtige, er erfordert mehr Planimetrierungsarbeit. Es zeigen sich dabei aber überraschende

Ergebnisse im einzelnen dann, wenn benachbarte Höhenzonen verschiedene Neigungen aufweisen und beim Einsinken der Oberfläche eine Zone, die etwa beim ersten Gletscherstand steil war, beim neuen Stand flach geworden ist. Obwohl die Zone an den Rändern kleiner geworden ist, überwiegt unter Umständen die Vergrößerung der übrigen Zonenfläche durch deren Verflachung, so daß bei zurückgegangenen und eingesunkenen Gletschern in einzelnen Höhenzonen Flächenvergrößerungen auftreten, welche den Überblick stören. Die Summe der Flächenänderungen in allen Höhenzonen muß aber bei beiden Wegen gleich herauskommen (vgl. Tabelle 2a).

Die Flächenmessungen wurden für die einzelnen Gletscher und Höhenzonen auf beiden Wegen durchgeführt. In Tabelle 2a sind die auf dem Wege 1 gewonnenen Flächenänderungen für die acht in ihrer ganzen Ausdehnung untersuchten Gletscher zusammengestellt, in Tabelle 2b die auf dem Wege 2 gewonnenen Werte.

ad 1. Ergebnis der Untersuchung auf Weg 1. Da bei Weg 1 praktisch nur die Veränderungen an den Gletscherrändern Berücksichtigung finden und die Gletscherränder bei einem zurückgehenden Gletscher sich nach dem Gletscher hin zurückziehen, so vermindern sich die Flächen der einzelnen Höhenzonen und des Gesamtgletschers zwischen dem früheren und dem späteren Gletscherstand. Bemerkenswert war es, daß sich für die Periode von 1920 bis 1950 bei keinem Gletscher in irgend einer Höhenzone eine Flächenzunahme ergab (siehe Tab. 2a). Das trifft insbesondere auch für jene Gletscherbereiche zu, wo sich in der gleichen Periode Aufhöhungen der Firnoberfläche zeigten (siehe auch S. 207). Die Flächenverluste der Höhenzonen nehmen zwar in den höheren Zonen im allgemeinen ab; diese Abnahme ist aber nicht regelmäßig. In den untersten sind die Verluste 100 Prozent, soweit die Zungen völlig abgeschmolzen sind. Daß die Abnahme der Flächenverluste nach oben recht unregelmäßig verläuft, hängt unter anderem damit zusammen, daß die Gletscher an den Rändern verschieden steil gegen den Untergrund zu einfallen — an Stellen flachen Einfallens sind die Flächenverluste natürlich größer —, andererseits auch damit, daß die Gletschergrenzen in den einzelnen Höhenzonen verschieden lang sind; im Gebiet der Gletscherzungen durchschneidet der Gletscherrand die Zonen auf kurze Erstreckung, in den mittleren Zonen dagegen weist die Vergletscherung der Trogschultern zum Teil auf große Erstreckung im Mittel horizontal verlaufende Ränder auf; ein Zurückweichen dieser Ränder wirkt sich flächenmäßig auf diese Zonen stark aus, z. B. am Schwarzensteinkees in 2700 bis 2800 Meter Höhe. In den Zonen oberhalb der Schneegrenze ist der Flächenrückgang sehr gering, großenteils sogar Null; in den höchsten Zonen, wo die oberen Firngrenzen zum Teil größere Erstreckung haben, treten verschiedentlich wieder erhebliche Flächenverluste auf wie z. B. am Schlegeiskees.

ad 2. Ergebnis der Untersuchung auf Weg 2 (Tab. 2b). Im großen und ganzen sind die im vorigen erwähnten Erscheinungen auch aus

Tabelle 2a

Flächenverluste von Ostalpengletschern 1920—1950 (berechnet nach Weg 1)

Gebirgsgruppe	Stubai				Zillertaler Alpen								Ötztal				Flächen und -verluste für alle Gletscher	
	Grünaufener		Fernerstube Sulzenaufener		Schwarzen- steinkees		Waxeggkees		Hornkees		Schlegeiskees		Gepatschferner		Hintereisferner			
	1932—1950				580		472		1921—1950				1922—1956		1920—1940			
	202		510		ha		%		%		501		722		1956			
Messungszeitraum	ha		%		ha		%		%		ha		%		ha		%	
Alte Gletscherfläche, ha	202		510		580		472		1921—1950				1922—1956		1920—1940		6072	
Höhezone	ha		%		ha		%		%		501		722		1956		1129	
2000								0,40	100	0,15	100			0,37				
2100							7,68	400	11,42	100		2,52	100	3,14	100			0,92
2200					7,88	100	15,36	100	11,70	60	11,52	100	11,50	87			24,76	
2300	4,97	100	4,40	100	14,88	68	10,91	100	4,75	33	15,46	100	15,70	46			57,96	
2400	4,46	64	17,71	96	9,60	40	10,15	59	4,30	29	23,04	100	15,38	27			71,07	
2500	1,07	26	9,86	54	8,20	43	11,32	45	4,83	5	21	37,19	80	9,11	25	3,69	100	88,33
														27	13,79	62		95,37
2600	2,61	23	7,91	23	15,35	45	9,50	24	20,58	45	31,89	45	7,43	18	19,42	38	114,69	
2700	2,00	8	6,92	16	30,16	42	11,57	17	25,37	33	22,77	24	18,51	39	17,97	21	135,27	
2800	4,42	20	1,76	4	17,92	19	6,95	10	14,25	18	6,37	6	20,72	29	12,83	10	85,22	
2900	1,69	8	1,92	5	4,07	4	1,75	3	9,60	11	1,80	1	11,52	8	3,13	2	35,48	
3000	0,40	1	1,16	2	6,05	6	6,12	10	4,87	7	2,93	3	9,02	3	4,53	3	35,08	
3100	0,79	2	2,43	4	5,43	7	0,52	1	0,89	2	4,25	7	3,77	1	6,68	4	24,76	
3200	1,08	7	1,54	2			0,31	1	2,82	21	1,50	6	4,13	1	1,35	1	12,73	
3300	0,18	2	3,84	5							3,59	26	2,81	1	1,42	1	11,84	
3400			3,57	10							1,52	28	4,33	2			9,42	
3500			1,63	16							0,34	12					1,97	
Flächenverlust im ganzen Messungszeitraum	23,67	12	64,65	13	119,54	21	92,54	20	115,53	23	166,69	23	137,44	7	84,81	8	804,87	13,2
Flächenverlust für 1920—1950	39,45	20	107,75	22	123,66	21	95,73	20	119,52	24	172,44	24	229,07	11,7	127,22	11	1014,64	16,7
Jährlicher Flächenverlust	0,65		0,70		0,71		0,68	0,80		0,80		0,39		0,37		0,56		

Tabelle 2b

Flächenverluste von Ostalpengletschern Periode 1920 bis 1950
 errechnet nach Weg 2, genaue Methode

Gebirgsgruppe	Stubai				Zillertaler Alpen								Ötztal				Flächen- summen für alle Gletscher	
	Grünau- ferner		Fernerstube Sulzenau- ferner		Schwarzen- steinkees		Waxegg- kees		Hornkees		Schlegeis- kees		Gepatsch- ferner		Hintereis- ferner			
	1932-1950	1921-1950	1932-1950	1921-1950	1932-1950	1921-1950	1932-1950	1921-1950	1932-1950	1921-1950	1932-1950	1921-1950	1932-1950	1921-1950	1932-1950	1921-1950		1932-1950
Alte Gletscherfl. ha	202	510	580	472	501	722	2354	1129	6470									
Höhenzonen	ha	%	ha	%	ha	%	ha	%	ha	%	ha	%	ha	%	ha	%	ha	%
1900-2000			0,40	100	0,15	100			0,37	100			0,92					
2000-2100			7,68	100	6,37	56	2,52	100	0,27	7	16,84							
2100-2200			15,36	100	11,52	59	11,52	100	4,07	16	45,19							
2200-2300	4,47	90	2,72	35	8,89	81	3,53	24	15,46	100	14,51	25	59,54					
2300-2400	3,85	57	16,26	88	16,47	68	9,60	56	6,67	44	22,87	99	-1,17	-32	96,98			
2400-2500	1,43	35	9,62	53	6,36	33	9,09	36	-0,51	-2	32,43	70	1,97	9	66,44			
2500-2600	0,41	4	1,32	3	12,52	37	5,86	15	23,97	52	26,47	37	9,63	24	88,02			
2600-2700	2,35	10	12,24	28	25,02	35	13,33	19	20,87	27	20,03	21	18,12	38	12,37	15	124,33	
2700-2800	4,97	23	3,18	7	12,59	13	8,17	12	14,80	18	9,14	8	16,86	23	27,19	21	96,90	
2800-2900	2,23	10	3,28	8	10,21	10	9,47	5	13,63	16	6,44	5	-1,99	-1	15,60	10	52,87	
2900-3000	-0,31	-1	1,25	3	9,62	9	7,83	13	9,07	12	6,27	6	-25,22	-9	8,75	5	17,26	
3000-3100	1,31	3	6,78	10	10,22	14	1,05	3	2,41	6	8,11	12	26,99	6	1,38	1	58,25	
3100-3200	2,32	14	-0,13	-0	-0,10		1,92	6	3,84	28	0,90	4	12,69	3	3,21	2	24,65	
3200-3300	0,42	4	7,99	11			0,66	4			3,18	23	1,80	0	2,01	2	16,06	
3300-3400	-0,10	-1	-1,72	-5							1,38	26	24,52	10	2,49	3	26,57	
3400-3500	0,03	12	0,28	4							0,49	18	3,73	8	0,10		4,63	

Flächenverlust insg. im Messungszeitraum 23,38 12 64,75 13 113,91 20 93,31 20 116,32 23 167,21 23 134,83 6 81,74 7 795,45
 umger. auf 1920-50 38,96 19 107,91 21 117,83 20 96,52 21 120,33 24 172,99 24 224,72 10 122,62 11 1001,88 15,45

Flächenverlust / Jahr im Messungszeitraum 0,64 0,70 0,67 0,68 0,80 0,80 0,32 0,36 0,52

Bemerkung: Die Unterschiede in der dritten Zeile gegenüber den entsprechenden Werten in der Tabelle 2a sind auf unvermeidliche Ungenauigkeiten ($\pm 1\%$) der Planimetrierung zurückzuführen. Bei den mit * bezeichneten Werten ist der obere Gletscherrand durch eine Schichtlinie begrenzt, die Fläche bei Weg 2 etwas kleiner.

Tabelle 2b zu entnehmen, insbesondere sind die unter dem Doppelpstrich in den letzten drei Zeilen enthaltenen Gesamtergebnisse bis auf Planimetrierungsungenauigkeiten denen in Tabelle 2a gleich, was, wie erwähnt, so sein muß. Im einzelnen sind aber die Ergebnisse, die auf Weg 2 für die verschiedenen Höhenzonen gewonnen werden, verschieden von den vorigen, insbesondere treten stellenweise Flächenzunahmen auf, wie z. B. am Gepatschferner in der Zone 2900 bis 3000 Meter (Karte 5); die Gletscherränder sind in dieser Zone durchaus zurückgewichen, aber der in etwa 3000 Meter gelegene Übergang vom flachen Firnfeld in die steilere Zunge hat sich gesenkt, die 3000-Meter-Linie ist damit stärker gegen den oberen Gletscherrand zu gewandert als die 2900-Meter-Linie und damit hat sich die Zonenfläche 2900 bis 3000 Meter vergrößert. Wie erwähnt sind die Ergebnisse in Tabelle 2b richtiger, da dabei die tatsächlichen Zonenflächen bei beiden Gletscherständen berücksichtigt werden. Es zeigt sich, wie differenziert sich der Gletscherrückgang im einzelnen auch auf die Flächenveränderungen auswirkt.

Praktisch am wichtigsten sind natürlich die auf beiden Wegen ermittelten Gesamtergebnisse für jeden Gletscher und für alle Gletscher zusammen (letzte drei Zeilen in Tab. 2a und 2b). Aus ihnen geht das große Ausmaß des Flächenrückganges hervor, von dem alle Gletscher betroffen worden sind. Der Flächenrückgang von 1920 bis 1950 beträgt zwischen 24 Prozent (Schlegeiskees) und 11 Prozent (Hintereisferner), im Mittel 16,7 Prozent der Gletscherfläche von 1920. Umgerechnet auf ein Jahr bedeutet dies einen mittleren Flächenrückgang der Ostalpengletscher von 0,56 Prozent der Fläche von 1920 oder 0,65 Prozent ihrer Fläche von 1850. Bei einem Andauern dieses Rückganges wären die Ostalpengletscher in 150 Jahren im wesentlichen verschwunden.

Der Flächenverlust gibt so einen guten zahlenmäßigen Anhalt für den Gletscherrückgang. Wie bereits in der Einleitung erwähnt, ist damit aber kein voll brauchbares Maß für die klare Erfassung des Gletscherrückganges gegeben. Kleine Gletscher sind vom Flächenverlust stärker betroffen als große, die sich hoch über die Schneegrenze ausdehnen, ebenso sind Gletscher geringer Eisdicke (Schlegeis) stärker betroffen als tiefe Gletscher mit steil unter das Eis einfallenden Uferändern (Gepatsch). Es ist auch nicht unmittelbar möglich, den Flächenrückgang in Beziehung zu klimatischen Faktoren zu bringen; in einem späteren Abschnitt wird dies auf dem Umweg über die Schneegrenze geschehen, deren Hebung aus den Flächenverlusten der einzelnen Höhenzonen berechnet wird.

Die Untersuchung der Höhenänderungen

Die meßtechnischen Grundlagen

Wie bereits eingangs erwähnt, erfordert die Feststellung der Höhenänderungen der Gletscheroberflächen sehr genaue und zuverlässige Messungen. Die Oberflächenlage muß durch Höhenschichtlinien auf

allen untersuchten Flächen zu allen benützten Zeitpunkten mit ausreichender Sicherheit festgelegt sein. Dank der Tätigkeit des Alpenvereins auf gletscherkundlichem Gebiet ist dies bei dem in Tabelle 1 angeführten Material seit 1920 der Fall. Die Schichtlinien sind seit 1920 in allen Teilen nach der Methode der terrestrischen Stereophotogrammetrie eingemessen; bei den früheren Aufnahmen am Hintereis-, Hochjoch-, Vernagt- und Gepatschferner sind die Schichtlinien zwar nach meßtischphotogrammetrisch oder tachymetrisch bestimmten Punkten interpoliert, doch erfolgten diese Aufnahmen trotz der damit verbundenen Mühen mit sehr großer Sorgfalt und stehen den modernen neuen Aufnahmen an Genauigkeit kaum nach. Eine zuverlässige und wirksame Genauigkeitskontrolle ist in allen Fällen dadurch gegeben, daß die Schichtlinien sich im festen Gelände bei den zu verschiedenen Zeitpunkten erfolgten Aufnahmen genau decken müssen. Diese Kontrolle ist im Zungengebiet, wo das feste Gelände auch von der Gletschermitte nicht weit entfernt ist, sehr wirksam, aber auch in den Firngebieten sind manche Felsinseln vorhanden, die einen sicheren Anhalt für die Prüfung der Richtigkeit der Höhenlinien geben. Jedenfalls war es möglich, systematische Fehler, die sich auf die Genauigkeit der ermittelten Meßwerte auswirken, praktisch vollständig zu vermeiden. Es bleiben nur die zufälligen Höhenfehler wirksam. Diese betragen bei den photogrammetrischen Aufnahmeentfernungen von zwei bis vier Kilometer etwa \pm ein bis zwei Meter an jeder Stelle einer eingemessenen Schichtlinie²². Da die Mittelwerte der Höhenänderungen, wie im folgenden erläutert wird, aus vielen Messungen praktisch durch Integration längs der betreffenden Höhenzone gewonnen werden, ist der zufällige Fehler der Mittelwerte wesentlich geringer und dürfte im allgemeinen nur wenige Dezimeter betragen. Da die Höhenänderungen für die mehrere Jahrzehnte umfassenden Zeiträume in den Zungengebieten viele Meter betragen, ist dort die Messung praktisch fehlerfrei, in den Firngebieten ist die Genauigkeit ausreichend.

Die Ermittlung der Höhenänderungen

Es liegen jeweils zwei zu verschiedenen Zeitpunkten vorgenommene Aufnahmen des Gletschers vor (Fig. 3, siehe auch Karten 2—6). Im festen Gelände außerhalb des alten Gletscherrandes decken sich die Schichtlinien. Auf dem Gletscher sind die Schichtlinien des alten Standes gegenüber dem neuen um Beträge Δs verschoben. Zur Ermittlung der Höhenänderungen dh sind zwei Verfahren möglich:
 1. Die Schichtlinien des alten Gletscherstandes bestimmen an jeder Stelle im Schichtliniensystem des neuen Standes Höhenwerte, die aus den horizontalen Schichtlinienabständen Δs des alten Standes,

²² Genaue Untersuchungen über die Genauigkeit terrestrisch-photogrammetrischer Schichtlinien unter Verwendung des von uns benützten Feldtheodoliten TAF von Zeiß (Bildweite $f = 16$ cm) siehe R. Finsterwalder: Erd- und Luftphotogrammetrie im Gebirge. Allg. Verm. Nachr. 1951, S. 53—65.

den Verschiebungsbeträgen ds und dem vertikalen Schichtlinienabstand Δh mittels der Formel $dh = ds \cdot \Delta h : \Delta s$ leicht gefunden werden. Um Mittelwerte für die Höhenzonen zu bekommen, muß man in gleichmäßigen möglichst kleinen Abständen längs der Schichtlinien solche Messungen vornehmen und die Ergebnisse mitteln. Das Verfahren ist denkbar einfach, doch recht zeitraubend, es eignet sich aber für Kontrollzwecke. 2. Zweckmäßiger ist es, die gesuchten Höhenänderungen durch Integration zu gewinnen. Die Differenzflächen ΔF_1 und ΔF_2 (Fig. 3) zwischen den infolge der Abschmelzung verschobenen Schichtlinien gleicher Höhe werden planimetrisch ermittelt, ebenso die Flächen $F_1 = ABCD$ bzw. $F_2 = A'B'C'D'$ zwischen den Schichtlinien, welche den oberen und unteren Rand der Höhenzone (in Fig. 3 2200—2300 m) beim alten bzw. neuen Gletscherstand einschließen; man erhält dann die Höhenänderung dh der Zone aus der einfachen, leicht nachweisbaren Beziehung

$$(1) \quad dh = \frac{\Delta F_1 + \Delta F_2}{F_1 + F_2} \cdot \Delta h,$$

wobei Δh der Höhenunterschied zwischen oberer und unterer Grenze der betreffenden Höhenzone ist. Δh wurde normalerweise zu 100 Meter gewählt²³. Der Substanzverlust ergibt sich aus der ebenfalls leicht ableitbaren Beziehung

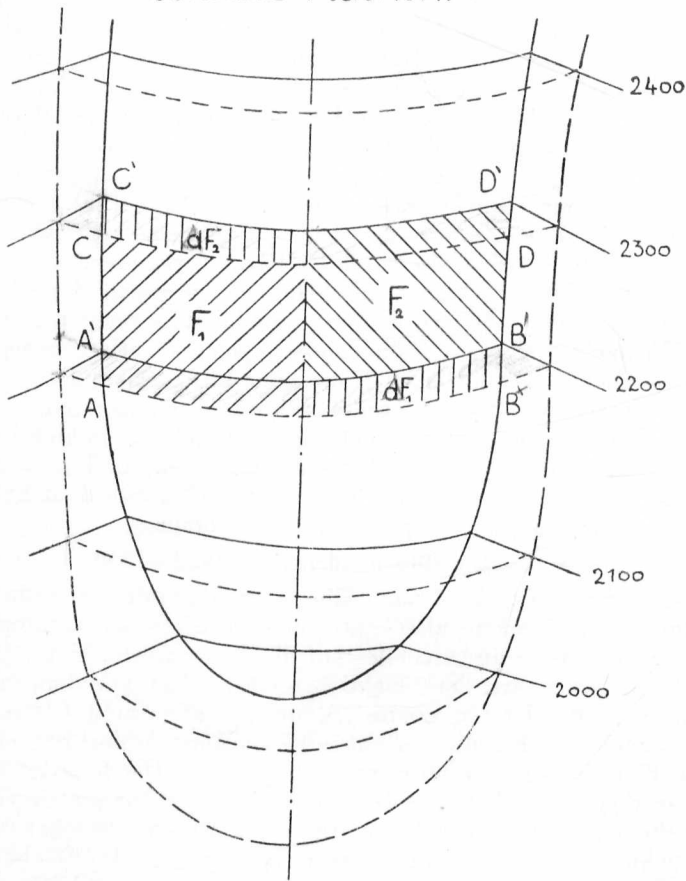
$$(2) \quad dV = \frac{\Delta F_1 + \Delta F_2}{2} \cdot \Delta h.$$

Es ist dabei zu beachten, daß in (1) alle Flächen zunächst nur über den Bereich des neuen Gletscherstandes ausgedehnt werden dürfen, da nur über den eisbedeckt gebliebenen Flächen die Abschmelzung während des ganzen Messungszeitraumes wirksam war. Die Höhenänderung und der Substanzverlust über den eisfrei gewordenen Gebieten werden zwar in ganz entsprechender Weise nach (1) und (2) ermittelt, es ist aber zu beachten, daß die Abschmelzung dort im Durchschnitt während der Hälfte des Messungszeitraumes wirksam war und deshalb das nach (1) ermittelte dh bei der Umrechnung auf die jährliche Höhenänderung nur durch die halbe Jahresanzahl des Messungszeitraumes dividiert werden darf.

Von besonderem Interesse ist die mittlere Höhenänderung dh_m , welche der gesamte Gletscher im Messungszeitraum erfahren hat. Um sie zu ermitteln, wurde die Summe der dV für alle Höhenzonen

²³ Das Planimetrieren der Flächen ΔF_1 , ΔF_2 , F_1 und F_2 für alle Höhenzonen bei einer größeren Zahl von Gletschern erfordert größte Sorgfalt und einen erheblichen Zeitaufwand. Um dabei Sicherheit gegen grobe Planimetrierungsfehler und zugleich ein Maß für die erreichte Planimetrierungsgenauigkeit zu bekommen, benützt man die sich aus Figur 3 ablesbare Kontrollgleichung $F_1 - \Delta F_1 = F_2 - \Delta F_2$, die für jede Höhenzone eines Gletschers unmittelbar anwendbar ist. In unserem Fall ergab sich, daß die Planimetrierungsfehler bei Benützung des Planmaßstabes 1:10.000 im allgemeinen unter 1 Prozent der gemessenen Flächen liegen.

Fig 3. Zwecks Ermittlung der Höhenänderungen benützte Flächen.



Der alte Gletscherstand ist gestrichelt, der neue ausgezogen. Die Flächen sind nur vom Gletscherrand bis zur Gletschermitte schraffiert, sie reichen jeweils bis zum anderen Gletscherrand.

einschließlich der eisfrei gewordenen Gebiete gebildet und durch das Mittel der Gesamtgletscherfläche aus altem und neuem Gletscherstand dividiert:

$$(3) dh_m = \frac{\Sigma dV}{F_a + F_n} \cdot 2 \cdot \frac{1}{n}$$

In (3) ist F_a die alte, F_n die neue Gesamtgletscherfläche, n die Anzahl der Jahre des benützten Messungszeitraumes.

Bei der Anwendung der Formeln (1) und (2) ist darauf zu achten, daß die Neigung der alten und neuen Gletscheroberfläche im Bereich der betrachteten Höhenzone annähernd gleichmäßig verläuft; sind Unregelmäßigkeiten z. B. in Gletscherbrüchen vorhanden, so ist es notwendig, die normal 100 Meter umfassende Höhenzone zu unterteilen, was in jedem Fall möglich war, da alle benützten Pläne nicht nur die 100-Meter-Höhenlinien, sondern auch solche in 20 Meter Abstand aufweisen. Das Schichtlinienbild geht aus den Karten 2 bis 6 für die vollständig aufgenommenen Gletscher hervor; diese Karten sind allerdings verkleinert sowie etwas generalisiert; sie enthalten nur die 100-Meter-Höhenlinien sowie die Gletschergrenzen und wichtige Festpunkte. Diese Schichtlinienbilder lassen erkennen, daß bei einem und demselben Gletscher die Höhenänderungen innerhalb einer Höhenzone $\Delta h = 100$ m im Zungengebiet stets recht regelmäßig sind. Im Firngebiet sind die Höhenänderungen wesentlich unregelmäßiger, haben aber innerhalb einer Höhenzone auf größere Erstreckung dasselbe Vorzeichen. Jedenfalls läßt sich aus diesen Karten, ähnlich auch aus allen anderen hier nicht veröffentlichten Schichtlinienbildern der übrigen untersuchten Gletscher erkennen, daß größere Massenverlagerungen, wie sie Lüttschg-Lötscher²⁴ festgestellt haben, in der Regel auch in den Firngebieten nicht vorkommen.

Die Höhenänderungen 1920—1950

Sie sind in Tabelle 3 nach Höhenzonen geordnet für die eisbedeckt gebliebenen Bereiche aller untersuchten Gletscher zusammengestellt, und zwar bereits umgerechnet auf die Jahreswerte. Unter jedem Wert steht in Klammern der Flächenbereich (in ha), aus dem er gewonnen wurde. In der letzten Spalte „Mittel aus allen acht Gletschern“ sind die Ergebnisse für die einzelnen Höhenzonen unter Berücksichtigung der Flächen als Gewichte zusammengefaßt. Die letzten sechs Zeilen unter dem Doppelstrich geben die Unterlagen für die Berechnung der jährlichen Höhenänderungen für den Gesamtgletscher unter Einbeziehung der eisfrei gewordenen Gebiete: F_n ist die Fläche am Schluß des Messungszeitraumes, F_a diejenige am Anfang, ΣdV ist der nach (2) berechnete Volumenverlust für alle Höhenzonen des Gletschers zusammen (einschließlich der eisfrei gewordenen Gebiete), n die Anzahl der Jahre im Messungszeitraum, dh_m ist die nach (3) berechnete mittlere jährliche Höhenänderung.

Aus Tabelle 3 ergeben sich folgende wichtige Feststellungen:

1. Die jährlichen Höhenänderungen haben in ihrer großen Mehrzahl negatives Vorzeichen, es handelt sich also in den meisten Fällen um ein zunehmendes Überwiegen der Abschmelzung.

²⁴ Lüttschg-Lötscher: Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges. Bd. I, 1. Teil, I. Abt. Zürich 1945, 2. Abt. Zürich 1944. Aus Beitr. Geologie d. Schweiz. Geotekt. Serie, Hydrologie. Massenverlagerungen wurden von Lüttschg-Lötscher am Schwarzenberg- und Seewinen-Gletscher in zwei Jahren 1932—1934 festgestellt, wobei ein Teil des Gletschers stark zurückging, während andere in gleicher Höhe liegende Bereiche erheblich wuchsen.

2. Die Höhenänderungen sind zwar in derselben Höhenzone bei verschiedenen Gletschern durchaus nicht gleich groß, sie zeigen aber für jeden einzelnen Gletscher einen recht gesetzmäßigen Verlauf; Die negativen Beträge sind am größten in den unteren Zonen, nach oben nehmen sie in systematischer Weise ab, nur in wenigen Fällen bildet eine Höhenzone bei einem einzelnen Gletscher (z. B. 2700—2800 m am Gepatschferner) eine Ausnahme.

3. Die Summe aller Gletscher zeigt eine einheitliche systematische Abnahme der negativen Höhenänderungen mit zunehmender Höhe.

4. Im Firngebiet sind die Höhenänderungen durchwegs klein, so daß dort der Gletscherrückgang überhaupt zunächst gering erscheint; bei verschiedenen Gletschern treten dort positive Höhenänderungen also Aufhöhungen der Gletscheroberfläche auf.

Diese Ergebnisse müssen zunächst grundsätzlich diskutiert und im großen Zusammenhang klargestellt werden.

Die Aufhöhungen der Firnoberfläche und die Abnahme der negativen Höhenänderungen mit der Höhe

Die unter 4. genannten Aufhöhungen scheinen dem allgemeinen Gletscherrückgang zu widersprechen und ein erneutes Anwachsen der Gletscher überhaupt vorzubereiten. Es sprechen aber schon äußere Erscheinungen sichtlich dagegen. Vor allem steht diesen Aufhöhungen, die meist auf den schwächer geneigten Firnflächen auftreten, im selben Gletschergebiet ein unverkennbares Ausapern der steilen randlichen Firn- und Eisflanken sowie der Firngrate gegenüber, z. B. in der Umrahmung der Fernerstube und am Zuckerhütl (Sulzenauferner) im Stubai oder an den Gipfelpartien des Großglockners (Pasterze). Wirklich erklären lassen sich die Aufhöhungen und die Abnahme der Dickenverluste mit der Höhe sehr einfach und natürlich mit der infolge des Gletscherrückganges verminderten Eisdynamik bzw. der Eisgeschwindigkeiten. Diese sind seit dem Höchststand der Gletscher um 1850 sehr stark zurückgegangen, so z. B. an der Pasterzenzunge auf nur noch ein Drittel. Sie betragen dort in 2400 Meter an der Seelandlinie nach Messungen von Schlagintweit²⁵ im Jahre 1848 rund 90 m/Jahr, derzeit nur noch rund 30 m/Jahr²⁶. Dieser Geschwindigkeitsrückgang erstreckt sich ohne Zweifel auf alle Teile der Gletscher einschließlich der Firngebiete, wenn auch dort nur sehr wenige Messungen vorliegen. Der Geschwindigkeitsrückgang wirkt sich auf die Höhenänderung der Oberfläche im Nähr- und Zehrgebiet in entgegengesetzter Weise aus: im Nährgebiet, wo stets ein erheblicher vertikaler Bewegungsanteil vorliegt, vermindert sich auch dieser und bewirkt ein entsprechend langsames Einsinken der Oberfläche; der im Nährgebiet auch beim zurückgehenden Gletscher vorhandene Überschuß an Schneeauftrag gegenüber der Ablation kann also gerade bei stark zurückgehenden

²⁵ H. und A. Schlagintweit: *Physikalische Geographie der Alpen*, S. 110, Verlag A. Barth, Leipzig 1850.

²⁶ V. Paschinger: *Pasterzenstudien*, S. 119, XI. Sonderheft, Carinthia II. Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Kärnten, Klagenfurt 1948.

Tabelle 3
 Jährliche Höhenänderungen von Ostalpengletschern 1920—1950

Gletscher und Messungszeitraum	Höhenänderungen in Metern								Hintereisferner 1920—1940	Mittel aus allen acht Gletschern
	Grünauferner 1932—1950	Sulzenauferner und Fernerstübe 1932—1950	Schwarzensteinkees 1921—1950	Waxeggkees 1921—1950	Hornkees 1921—1950	Schlegeiskees 1921—1950	Gepatschferner 1922—1940	Hintereisferner 1920—1940		
1900—2000										
2000—2100										
2100—2200										
2200—2300										
2300—2400										
2400—2500										
2500—2600										

Höhenänderungen in Metern
 darunter Flächen F eingeklammert in ha ($F = \frac{F_1 + F_2}{2}$ über den eisbedeckt gebliebenen Gebieten, s. Fig. 3)

Fortsetzung der Tabelle 3

2600—2700	-0,70 (21,42)	-0,91 (33,57)	-0,83 (44,32)	-0,43 (57,68)	-0,52 (53,68)	-0,55 (75,51)	-1,09 (29,60)	-2,22 (68,42)	-0,94 (38,4,20)
2700—2800	-0,76 (17,08)	-0,29 (41,08)	-0,66 (79,80)	-0,35 (58,94)	-0,54 (66,02)	-0,39 (100,38)	-0,83 (53,69)	-1,22 (106,51)	-0,66 (52,3,50)
2800—2900	-0,56 (19,31)	-0,10 (39,49)	-0,52 (96,34)	-0,25 (67,01)	-0,40 (72,28)	-0,23 (124,63)	-0,64 (134,22)	-0,42 (150,98)	-0,41 (704,26)
2900—3000	-0,30 (31,14)	+0,01 (48,42)	-0,36 (94,24)	30,20 (52,54)	-0,24 (66,80)	-0,14 (102,52)	-0,72 (294,24)	-0,14 (163,01)	-0,37 (852,91)
3000—3100	-0,23 (41,13)	+0,13 (60,46)	-0,30 (67,38)	-0,16 (41,76)	-0,16 (41,38)	-0,04 (109,91)	-0,64 (329,16)	-0,15 (174,32)	-0,32 (865,50)
3100—3200	-0,26 (14,90)	+0,25 (78,50)	-0,24 (21,07)	-0,12 (29,10)	-0,21 (10,31)	+0,10 (22,33)	-0,32 (353,98)	-0,02 (134,84)	-0,16 (665,03)
3200—3300	+0,02 (10,14)	+0,42 (64,20)	+0,05 (15,89)	-0,05 (15,89)	+0,07 (10,56)	+0,07 (10,56)	-0,34 (268,24)	+0,01 (94,27)	-0,14 (463,30)
3300—3400	+0,07 (8,26)	+0,69 (34,22)	+0,02 (34,22)	(1,53)	-0,02 (3,91)	(3,91)	-0,34 (155,88)	+0,01 (75,40)	-0,10 (279,20)
3400—3500	+0,75 (5,58)				-0,11 (2,30)	(2,30)	-0,24 (39,22)	+0,02 (14,15)	-0,08 (61,25)
Fn ha	179,00	446,00	462,00	379,00	385,00	555,00	1823,00	1047,00	(5276,00)
Fa ha	202,00	510,00	580,00	472,00	501,00	722,00	1956,00	1129,00	6076,00
$\frac{F_a + F_n}{2}$ ha	190,50	478,00	521,00	425,50	443,00	638,50	1889,50	1088,00	5676,00
ΣdV hm ³	19,73	13,13	126,79	70,44	95,46	90,93	216,25	137,49	770,22
n	18	18	29	29	29	29	18	20	
dh _m m	0,58	0,15	0,84	0,57	0,74	0,49	0,63	0,63	

Gletschern durchaus im ganzen noch eine Aufhöhung bewirken^{26a}. Im Zehrgebiet dagegen bewirkt die Verminderung der Eisgeschwindigkeit, die hier im wesentlichen horizontal gerichtet ist, daß die Ablation auf einem bestimmten Weg der sich bewegenden Gletscheroberfläche viel länger wirksam ist als beim rasch bewegten Gletscher; infolgedessen bewirkt die infolge der anzunehmenden Klimaänderung verstärkte Abschmelzung sehr verstärkte Dickenverluste auf der Gletscherzunge, nach unten zu nehmen diese Dickenverluste so große Werte an (über 3 m/Jahr am Zungenende des Gepatschferners und an der Pasterze), daß dadurch bei kleineren und mittleren Gletschern zum Teil ein völliges Abschmelzen und Verschwinden der früheren Zungenenden eingetreten ist, wie am Waxegg- und Schlegeiskees (Abb. 1—4).

Einen genaueren Einblick in den Verlauf der Höhenänderungen mit zunehmender Höhe gibt das Schaubild Figur 4, in dem als Abszissen die Höhenänderungen, als Ordinaten die Höhen aufgetragen sind. Es geht daraus die Verschiedenheit der Höhenänderungen in den gleichen Höhenzonen bei den einzelnen Gletschern hervor, auch die Verschiedenheit des Verhaltens der einzelnen Gletscher. Ganz klar tritt aber andererseits das unter 2 genannte systematische Abnehmen der Höhenänderungen mit zunehmender Höhe hervor; man kann bei jedem Gletscher eine annähernd quadratische Abnahme der Höhenänderung mit der Höhe erkennen. Noch weit deutlicher ist diese quadratische Abnahme für die aus allen Gletschern zonenweise gemittelten Höhenänderungen (letzte Spalte Tabelle 3). Der aus diesen Mittelwerten gewonnene Linienzug kann durch eine Parabel

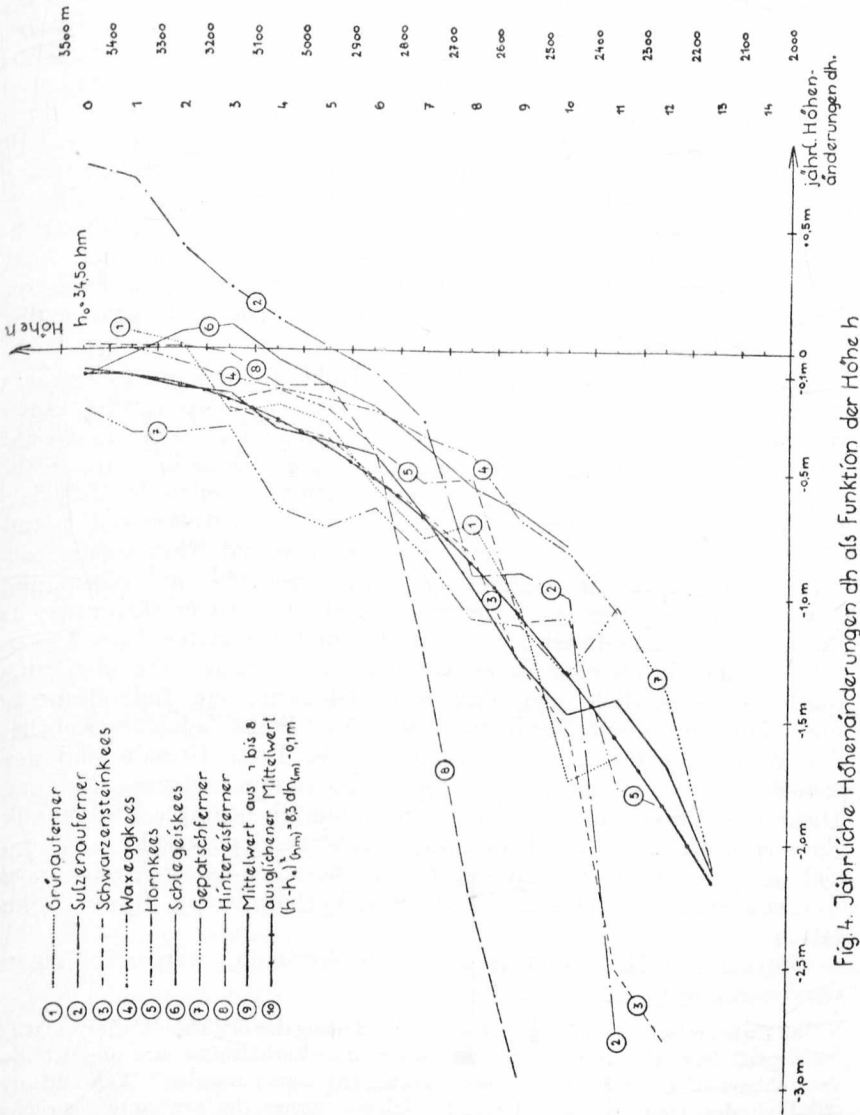
$$(4) + h^2_{(nm)} = - 80,5 dh_{(m)}$$

zwischen $h = 2150$ m und $h = 3450$ m so genau angenähert werden, daß die Abweichungen der tatsächlichen Zonenmittelwerte dh von dieser Parabel nur $\pm 0,1$ Meter betragen. Diese quadratische Zunahme der negativen Höhenänderungen mit abnehmender Höhe wird später bei der Bestimmung der Höhe der Schneegrenze benützt.

Die weiter festgestellte einheitlich systematische Abnahme der negativen Höhenänderungen mit der Höhe für die Zonenmittelwerte von der Zunge bis in die obersten Firngebiete einer erheblichen Anzahl von Gletschern erscheint deshalb sehr bemerkenswert, weil es außerordentlich schwer ist, in dem überaus vielseitigen Erscheinungsbild der Gletscher eine Feststellung zu machen, die so allgemeine Gültigkeit besitzt. Es spricht dies jedenfalls sehr für die hier angewendete Methode der Höhenänderungen. Trotzdem wäre es aus den im vorigen Absatz genannten Gründen unrichtig, aus dieser Feststellung schon klimatische Schlüsse in dem Sinne zu ziehen, daß in den unteren tieferen Zonen etwa die Erwärmung oder Zunahme der Strahlung stärker wäre als in den oberen Zonen, noch unrichtiger wäre es, zahlenmäßige Werte dafür aus den Zahlenangaben der mitt-

^{26a} Siehe hierzu auch Fr. Ackerl, Anm. 2^a (S. 291).

leren Höhenänderungen der Zonen rechnen zu wollen, weil, wie erwähnt, die Abnahme der vertikalen Bewegungskomponenten in höheren Zonen das so klare Erscheinungsbild der Höhenänderungen überlagert.



Es ist nun noch weiter erforderlich aus der Vielfalt der Erscheinungen, die bei jedem Gletscher auftreten, eine Größe zu finden, die das Maß des Rückganges an diesem Gletscher zahlenmäßig eindeutig kennzeichnet. Als solches Maß wurde, wie bereits erwähnt, die mittlere Gesamthöhenänderung an jedem Gletscher eingeführt.

Die Mittelwerte dh_m der Höhenänderungen für den gesamten Gletscher

So verschieden die Höhenänderungen in den einzelnen Höhenzonen und an den verschiedenen Gletschern sind, so ist doch anzunehmen, daß der Mittelwert dh_m aller Höhenänderungen für jeden Gletscher im wesentlichen derselbe ist; denn die durch den Rückgang veränderte Gletscherdynamik wirkt sich, wie vorhin erwähnt, im Nähr- und Zehrgebiet mit verschiedenen Vorzeichen aus und hebt sich in ihrer Wirkung deshalb im ganzen auf; andererseits ist anzunehmen, daß die an der Klimaänderung beteiligten Faktoren bei jedem Gletscher in dessen jeweiligem Gesamtgebiet im wesentlichen gleich starken Einfluß ausüben. Als kennzeichnende Größe für den Gletscherrückgang und die Klimaänderung ist deshalb in erster Linie der Wert dh_m in Betracht zu ziehen. Dieser Wert kennzeichnet, wie auch aus Formel (3) hervorgeht, den über den ganzen Gletscher gleichmäßig verteilten Volumenverlust eines Jahres.

Um für diese Mittelwerte dh_m der Höhenänderungen brauchbare Ergebnisse zu bekommen, ist es, wie erwähnt, zweckmäßig, auch die eisfrei gewordenen Gebiete einzubeziehen und die über ihnen abgeschmolzenen Eismassen zu berücksichtigen. Deshalb wurden die dh_m nach (3) gebildet, wie dies in den letzten vier Zeilen der Tabelle 3 nachgewiesen ist. Die letzte Zeile zeigt, daß die Mittelwerte dh_m tatsächlich nicht allzusehr von einander verschieden sind. Nur der Sulzenauferner mit der zu ihm gehörenden Fernerstube fällt mit einem dh_m von nur 0,15 m/Jahr stark heraus, was unten noch erklärt wird; im übrigen schwanken die dh_m zwischen 0,49 und 0,84 Meter. Diese Unterschiede sind durch eine Reihe von Gründen bedingt, die überhaupt dafür verantwortlich sind, daß jeder Gletscher ein Individuum ist und sich dementsprechend in besonderer Weise auch hinsichtlich der Wirkung einer Klimaänderung verhält. Diese Gründe sind verschiedene: Exposition, Zerspaltung, Schmutzdurchsetzung, Neigung, Dicke und Untergrundverhältnisse und dadurch bedingte Eisdynamik. Zu diesen Gründen, die keineswegs erschöpfend aufgezählt sind und sich in ihrer Auswirkung nicht leicht übersehen lassen, treten noch Veränderungen der lokalen klimatischen Verhältnisse, z. B. der Zirkulation.

Stärker vom Mittelwerte abweichende Werte dh_m werden im folgenden begründet:

a) Sulzenauferner. Hier dürfte eine Änderung der örtlichen Luftzirkulation vorliegen. Zur Erläuterung müssen auch die Verhältnisse am unmittelbar benachbarten Übeltalferner (Karte 1) herangezogen werden. Während der nördlich des Hauptkammes liegende Sulzenauferner die erwähnten geringen Höhenverluste, im oberen Teil sogar wesentliche Aufhöhungen zeigt, sind die Höhenverluste am südlich des Hauptkammes gelegenen Übeltalferner im dort großen Bereich der Höhenzone 2800 bis 2900 Meter mit 0,68 m/Jahr besonders groß, ebenso auch in der Zone 2900 bis 3000 Meter mit 0,51 m/Jahr. Es dürfte daraus hervorgehen, daß hier eine örtliche Verlagerung der Niederschlagsintensität und auch der Strahlungsverhältnisse (Bewölkung) durch lokale

Änderung der Zirkulation im Bereich der beiden Gletscher stattgefunden hat. Beide Gletschergebiete zusammengenommen verhalten sich nicht anormal; dies läßt sich für den Bereich über 2800 Meter aus unserem Material zahlenmäßig feststellen, für den ganzen Bereich der beiden Gletscher nur deshalb nicht, weil im Zungengebiet des Übeltalferners Messungen fehlen.

b) Waxegg- und Schlegeiskees. Beide weisen mit 0,54 bzw. 0,46 m/Jahr verhältnismäßig geringe Werte dh_m auf. Dies fällt deshalb zunächst besonders auf, weil beide Gletscher seit 1920 ihre über steile Felsstufen herabfließenden Zungen verloren haben. Ihre unteren Enden sind um 300 bis 400 Meter hinaufgerückt. Diese Tatsache dient aber doch auch zur Erklärung der geringen dh_m -Werte, und zwar deshalb, weil diese Gletscher damit im Verhältnis zu früher im ganzen in höheren Zonen liegen, wo die Abschmelzung nicht so stark ist wie weiter unten.

c) Schwarzenstein- und Hornkees. Dort liegen die Verhältnisse gerade umgekehrt. Ihre Zungen, die früher in erheblicher Dicke im breiten wenig geneigten Talboden lagen, endigen auch heute noch dort, sie sind in verhältnismäßig tiefer Lage der Abschmelzung dauernd besonders stark ausgesetzt. Die Gletscher haben im ganzen eine relativ zu tiefe Lage, was die ungewöhnlichen hohen Abschmelzbeträge von $dh_m = 0,86$ bzw. $0,78$ m-Jahr durchaus verständlich macht. Bei den unter b) und c) genannten Abweichungen der dh_m handelt es sich also letztlich um morphologische Ursachen.

Die vorstehenden Feststellungen geben einen Hinweis darauf, daß man Ergebnisse, die an einem einzigen Gletscher erzielt worden sind, nicht in jedem Fall verallgemeinern darf, sondern möglichst mehrere Gletscher untersuchen muß, um allgemein gültige Schlüsse ziehen zu können.

Der Gesamtmittelwert dH_m der Höhenänderung/Jahr im Zeitraum 1920—1950

Bei der immerhin erheblichen Zahl der untersuchten Gletscher und mit Rücksicht auf ihre Verteilung über eine Reihe von Gebirgsgruppen darf angenommen werden, daß alle Zufälligkeiten, denen der Gletscherrückgang im einzelnen unterliegt, genügend berücksichtigt werden, wenn man die dh_m einer Reihe von Gletschern mittelt. Der Gesamtmittelwert dH_m der Höhenänderungen dh_m aus allen vollständig untersuchten Gletschern wird deshalb auch einen allgemein für die Ostalpengletscher anwendbaren Wert ergeben. Für die Periode 1920 bis 1950 liegen acht zu zwei Zeitpunkten vollständig aufgenommene Gletscher vor. Die für diese gewonnenen dh_m , ebenso die sich aus der Länge der Beobachtungszeiträume n und den Gletscherflächen F_m sich ergebenden Gewichte $p = n \cdot F_m$ sind in den Spalten 1 bis 4 der Tabelle 4 enthalten. In den letzten Spalten sind die Abweichungen v vom Mittel dH_m und die Werte pvv angeführt.

Tabelle 4
Mittelbildung mit Gewichten für Berechnung von dH_m

Gletscher	n Jahre	F_m ha	$\frac{P}{n \cdot F_m}$ 10.000	dH_m m	p · dh m	v cm	p · v	pvv cm ²
Grünaufener	18	190,5	0,343	0,58	0,199	+ 3	+ 1,03	3
Sulzenaufener- Fernerstube	18	478,0	0,718	0,15	0,108	+46	+33,03	1519
Schwarzensteinkees	29	521,0	1,512	0,84	1,270	-23	-34,78	800
Waxeggkees	29	425,5	1,233	0,57	0,703	+ 4	+ 4,93	20
Hornkees	29	443,0	1,284	0,74	0,950	-13	-16,69	217
Schlegeiskees	29	638,5	1,852	0,49	0,907	+12	+22,22	267
Gepatschferner	18	1889,5	3,401	0,63	2,143	- 2	- 6,80	14
Hintereisferner	20	1088,0	2,176	0,63	1,371	- 2	- 4,35	9
			$\Sigma p = 12,519$	$\Sigma p \cdot dh = 7,651$			$\Sigma p \cdot v = 2848$	

Die Mittelbildung mit Gewichten erfolgte in bekannter Weise:

$$dH_m = \frac{p_1 dh_{m1} + p_2 dh_{m2} \dots + p_8 dh_{m8}}{p_1 + p_2 \dots + p_8} = \frac{\sum p \cdot dh_m}{\sum p} = \frac{7,651}{12,519} = 0,6112 \text{ m}$$

ebenso die Berechnung des mittleren Fehlers des Mittelwertes dh_m

$$m = \pm \sqrt{\frac{\sum p v v}{\sum p \cdot (n-1)}} = \pm \sqrt{\frac{2848,9}{12,5 \cdot (8-1)}} = \pm \sqrt{32,5} = \pm 5,7$$

Das Ergebnis war für den Gesamtmittelwert dH_m der jährlichen Höhenänderung

$$dH_m = 61,1 \text{ cm} \pm 5,7 \text{ cm.}$$

Das heißt, der jährliche Ablationsüberschuß beträgt für die Periode 1920 bis 1950 pro Jahr 0,61 m Eis oder 0,56 m Wasser, also etwa ein Viertel der jährlichen Niederschlagshöhe von rund 1,5 bis 2,5 Meter in den von uns untersuchten Gletschergebieten²⁷. Anders ausgedrückt: der Gletscherrückgang, das heißt der Ablationsüberschuß, beträgt seit 1920 bis heute ein Viertel des Eishaushaltes. Dies ist ein sehr erheblicher Betrag; ihn meteorologisch und klimatologisch zu deuten und auszuwerten, ist vor allem eine Aufgabe der Meteorologie.

Ausdrücklich hervorgehoben sei, daß die für dH_m errechnete Unsicherheit von $\pm 0,057$ Meter nicht in Messungenungenauigkeiten begründet liegt, sondern in dem erwähnten unterschiedlichen Verhalten der verschiedenen Gletscher unter dem Einfluß sich ändernder klimatischer Faktoren. Die Unsicherheit von dH_m wird um so geringer sein, an je mehr Gletschern die dh_m bestimmt werden und zu einem Gesamtmittel dH_m zusammengefaßt werden können. Untersuchungen an einem Gletscher allein würden mit einer wesentlich größeren Unsicherheit für dH_m behaftet sein; im Falle eines mittleren Ostalpengletschers der in dieser Arbeit untersuchten Art wäre die Unsicherheit nicht $\pm 5,7$ cm sondern das 2,5fache.

Die Periode von 1890—1920

Aus dieser Periode liegt in den Ostalpen zwar sehr viel weniger, aber doch brauchbares Material vor, das wir den Pionierarbeiten von S. Finsterwalder und H. Hess verdanken. Vor allem ist von H. Hess der ganze Hintereisferner am Anfang und Ende dieser Periode, 1894 und 1920, vollständig aufgenommen worden, die Zunge des Gepatschferners ist 1887 und 1922 vermessen worden. Das Hauptgewicht kommt hierbei natürlich dem in seiner ganzen Ausdehnung aufgenommenen

²⁷ Siehe K. Koch und E. Reichel: Verteilung und jährlicher Gang der Niederschläge in den Alpen. Veröff. d. Preuß. Meteor. Instituts, Nr. 374, Abh. Bd. IX, Nr. 6, Berlin 1930. Ferner E. Reichel: Bemerkungen über die Niederschlagsverteilung in den östlichen Zentralalpen. Meteorol. Zeitschr., Bd. 51-1934, S. 144—148, danach betragen die Niederschlagshöhen: Tauernkamm 2500 bis 3000 mm, Ötztaler Gipfel 1600—2000 mm, Ötztaler in 3000 m; 1400—1500 mm.

Hintereisferner zu; eine ausnahmsweise Zuziehung der Höhenänderung an der Zunge des Gepatschferners erscheint deshalb vertretbar, weil dieser Gletscher sich stets sehr regelmäßig verhalten hat²⁸.

In Tabelle 5 ist das aus der Auswertung der Schichtlinienpläne gewonnene Material zusammengestellt. Von besonderem Interesse ist das in der vorletzten Spalte enthaltene Verhältnis r der Jahreshöhenänderungen dh_m 1920 bis 1950 zu dh_m 1890 bis 1920, es soll weiterhin als Maß für den Ablauf des Gletscherrückganges dienen. Die zur Verfügung stehenden Messungszeiträume fallen einigermaßen in die Perioden 1890 bis 1920 bzw. 1920 bis 1950, sie sind jedenfalls genau genug, um einigermaßen brauchbare Zahlenangaben über den Ablauf des Gletscherrückganges während dieser Perioden machen zu können.

Tabelle 5

	1894—1920	1920—1940	r	Gewicht
dh_m Hintereisferner insgesamt	0,37 m	0,63 m	0,59	4
	1887—1922	1922—1940		
dh_m Gepatschfernerzunge	0,50 m	1,27 m	0,40	1

Unter Berücksichtigung der in der letzten Spalte angegebenen geschätzten Gewichte ergibt sich r zu $0,55 \pm 30$ Prozent. Das heißt, der Gletscherrückgang war in der Zeit von 1890 bis 1920 etwa halb so stark wie 1920 bis 1950. Diese Feststellung wird auch durch den eingangs unter 1. genannten Gletscherdienst bestätigt. Denn zwischen 1890 und 1920 sind eine ganze Anzahl von Gletscherzungen vorgestoßen, jedenfalls war der Gletscherrückgang sichtlich erheblich geringer als vorher und nachher.

Die Periode 1856—1890

Nach Vorstehendem läßt sich aus dem vorhandenen Zahlenmaterial die Periode 1890 bis 1920 als solche schwächeren Rückganges klar gegen die Periode seit 1920 abgrenzen und auch zahlenmäßig kennzeichnen. Wie schon erwähnt, fehlen für die Anfangsperiode des um 1850 bis 1856 einsetzenden Gletscherrückganges brauchbare Messungsunterlagen. Man ist auf Schätzungen angewiesen, die auf der ungefähren Rekonstruktion des Gletscherstandes von 1856 aus End- und Seitenmoränen beruhen. Diese Rekonstruktion ist heute schwerer möglich als früher, weil die Moränen inzwischen an der Klarheit ihrer Formen durch Verwitterung, Abtragung und Bewachsung Einbuße erlitten haben und früher auch noch andere Anhaltspunkte über den Hochstand der Gletscher z. B. aus Augenzeugenberichten vorhanden

²⁸ R. Finsterwalder. Die Geschichte der Gepatschfernervermessung. Jahrb. d. D. Alpenvereins 1951, S. 9—16. Alpiner Verlag F. Schmitt, München 1951.

waren. Es ist deshalb zweckmäßig, auf Feststellungen und Zahlenangaben der Gletscherforscher aus der ersten Zeit der Gletscheruntersuchungen zurückzugreifen. Aus den Ostalpen ist dem Verfasser nur eine für unseren Zweck wirklich brauchbare zahlenmäßige Auswertung bekannt geworden. Sie bezieht sich auf den Gepatschferner, und zwar an dessen Zunge, die sich, wie bereits erwähnt, stets sehr regelmäßig verhalten hat und dem bei anderen Gletscherzungen sehr verschieden verlaufenen Rückgang mit großer Stetigkeit gefolgt ist, während z. B. der benachbarte Vernagtferner gleichzeitig starke Vorstöße und Rückgänge besonders auch um 1900 ausgeführt hat. S. Finsterwalder hat auf Grund sorgfältiger Rekonstruktion des Gletscherstandes von 1856 und auf Grund seiner Messungen 1886/87 für die Periode von 1856 bis 1886 einen Substanzverlust der Gepatschfernerzunge bis 2400 Meter Höhe von 106,2 Millionen Kubikmeter ermittelt²⁹; wir haben auf Grund eigener Rekonstruktion nach den Formeln (1) und (2) die Abschmelzhöhen und den Substanzverlust bestimmt und für letzteren 90,9 Millionen Kubikzentimeter erhalten. Die für die Zeit von 1856 bis 1886 von uns ermittelten Abschmelzbeträge sind in der folgenden kleinen Tabelle den entsprechenden Beträgen der Periode 1922 bis 1940 am gleichen Gletscher gegenübergestellt.

Tabelle 6

Vergleich der Perioden 1856—1890 und 1920—1950 durch die Abschmelzbeträge an der Gepatschfernerzunge

Zone	1856 — 1886	1922 — 1940
1900—2000 m	2,47 m/Jahr	—
2000—2100 m	2,50 m/Jahr	—
2100—2200 m	1,98 m/Jahr	2,08 m/Jahr
2200—2300 m	1,43 m/Jahr	1,36 m/Jahr
2300—2400 m	0,79 m/Jahr	0,86 m/Jahr
2400—2500 m	nicht feststellbar	1,08 m/Jahr
2500—2600 m	nicht feststellbar	0,71 m/Jahr

Die Gegenüberstellung der Tabelle 6 zeigt, daß die Abschmelzung in beiden Perioden ungefähr gleich stark war. Wenn daraus der Schluß gezogen wird, daß ganz allgemein der Gletscherrückgang in der ersten Periode 1856 bis 1890 mit derselben Intensität erfolgte wie in der neueren seit 1920, muß man sich aller notwendigen Vorbehalte einer solchen Verallgemeinerung bewußt sein, doch dürfte der Schluß doch im ganzen zutreffend sein, wie der aus den Moränen von 1856 hervorgehende Höchststand im Vergleich zu den an einer Reihe von Gletschern aus photogrammetrischen Aufnahmen oder auch Moränen einigermaßen bekannte stark reduzierte Stand von 1890 allgemein zeigt.

²⁹ Siehe Anmerkung 12 (S. 195).

Der Ablauf des Gletscherrückganges seit 1856

Das im Vorstehenden bearbeitete Messungs- und Zahlenmaterial ergab, daß der Gletscherrückgang einer bis heute andauernden säkularen, das heißt mindestens 100jährigen Periode folgt, der 30- bis 35jährige Perioden relativen Zurückgehens bzw. Anwachsens überlagert sind. Diese 30- bis 35jährigen Perioden entsprechen in ihrer Folge rein äußerlich gesehen den von Brückner angegebenen Klimaschwankungen³⁰. Die erwähnte säkulare Schwankung hat nach unserer Berechnung im Durchschnitt eine jährliche Abschmelzintensität von rund 51 cm/Jahr. Diese Zahl ergibt sich nach den vorangegangenen Berechnungen mittels folgender Tabelle:

Tabelle 7

Ablauf des Gletscherrückganges 1856—1950

Periode	Anzahl Jahre	Abschmelzung pro Jahr	Abschmelzung in der Periode	mittl. Abschmelzung/Jahr
1920—1950	30	0,61 m	18,3 m	1856—1950
1890—1920	30	0,30 m	9,0 m	47,7 m : 94 Jahre ≈
1856—1890	34	0,60 m	20,4 m	0,51 m/Jahr
			47,7 m	

Die Gesamtabschmelzung in der säkularen Periode 1856 bis 1950 (94 Jahre) betrug 47,7 Meter Eis im Mittel über die gesamte Gletscherfläche der Ostalpen, umgerechnet auf ein Jahr: 47,7 m : 94 Jahre ≈ 0,51 m/Jahr.

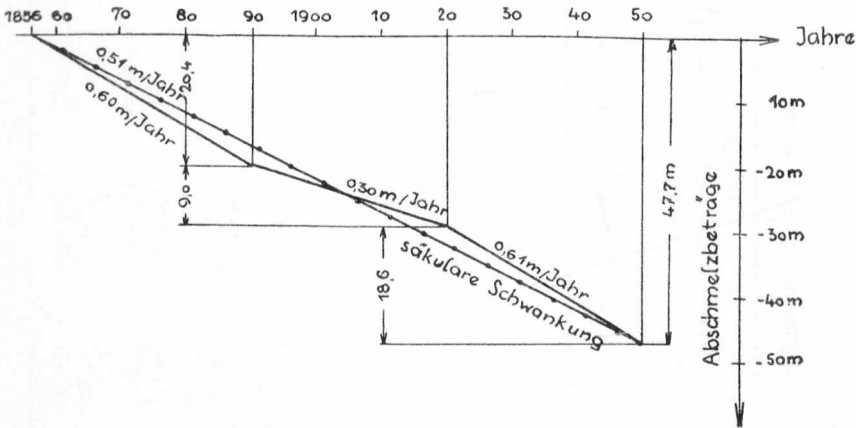
In der Periode von 1856 bis 1890 und in der Periode 1920 bis 1950 fand ein zusätzliches Zurückgehen statt, dem eine zusätzliche jährliche Abschmelzung von 0,61 — 0,51 (m) = 0,10 m entspricht. Das bedeutet von 1856 bis 1890 einen zusätzlichen Abschmelzbetrag von 0,10 m · 34 ≈ 3,4 m von 1920 bis 1950 einen solchen von 0,10 m · 30 = 3,0 m. Die Periode 1890 bis 1920 dagegen erbrachte einen relativen Zuwachs von jährlich 0,51 — 0,30 = 0,21 (m), während der ganzen Periode 0,21 · 30 = 6,2 (m).

Das in Tabelle 7 und dem vorigen Absatz behandelte Zahlenmaterial wird in Figur 5 anschaulich gemacht. Die Abschmelzbeträge dh_m /Jahr sind gleichbedeutend mit den Änderungen (Differentialquotienten) des Klimaeinflusses. Der wahrscheinlich durch Wärme und Strahlung bedingte Klimaeinfluß (ausgezogen) steigt seit 1856 dauernd (bis 1890 stärker, dann bis 1920 schwächer, dann wieder stärker bis 1950) an; die strichpunktierte Linie bedeutet den säkular seit 1856 wirkenden gleichmäßig ansteigenden Klimaeinfluß. Der sich im Laufe der Jahre

³⁰ E. Brückner, Klimaschwankungen seit 1700 etc., Geogr. Abhandl. IV, 2, Wien 1890.

summierende Klimaeinfluß wird hier durch die Gesamtabschmelzbeträge der drei Perioden und dem Gesamtabschmelzbetrag von 1856 bis 1950 repräsentiert.

Fig. 5. Ablauf des Gletscherrückgangs von 1856—1950.



Ausdrücklich hervorgehoben sei, daß sich der hier abgeleitete und dargestellte Gesamtverlauf des Gletscherrückganges und des Klimaeinflusses dem tatsächlichen Verlauf nur generell annähern kann. Der Verlauf des Gletscherrückganges ist sowohl im Mittel aus allen Gletschern, wie noch viel mehr an den einzelnen Gletschern zwischen den untersuchten Hauptzeitpunkten wesentlich differenzierter und verläuft vor allem nicht geradlinig. Dasselbe trifft für den Klimaeinfluß zu; denn die einzelnen Jahre verhalten sich klimatisch sehr verschieden, auch in den einzelnen Gebirgsgruppen, die hier ja nicht einzeln behandelt worden sind, ist Wetter und Klima nicht genau konform verlaufen. Leider gestattet das vorhandene Beobachtungsmaterial keine differenziertere Auswertung. Aber selbst wenn sehr viel eingehenderes Material vorhanden wäre, müßte man aus den sich dann ergebenden zweifellos recht erheblich streuenden und im einzelnen schwankenden Werten einen mittleren und generellen Gesamtverlauf ableiten. Dieser soll durch unsere Darstellung zwischen den Hauptzeitpunkten nach Möglichkeit angenähert werden. Für die Periode von 1920 bis 1950 ist die erreichte Annäherung auf Grund des zahlreicheren und besseren Messungsmateriales weitgehend gelungen, auch die Streuung im Verhalten der einzelnen Gletscher konnte durch das Zahlenmaterial der Auswertung genügend erfaßt werden. Im folgenden Abschnitt wird durch Heranziehung noch weiteren Messungsmateriales aus früherer Zeit — freilich mit geringerer Sicherheit — eine weitere Prüfung für den Zeitraum zurück bis etwa 1890 durchgeführt.

Tabelle 8
Jährliche Höhenänderungen an den dreimal aufgenommenen Gletschern

Höhenzonen	Hochjochferner		Guslarferner		Vernagtferner		Hintereisferner 1894—1920
	1893—1907	1907—1940	1889—1912	1912—1940	1889—1912	1912—1940	
	Höhenänderungen in Metern						
	darunter eingeklammert Flächen $F = \frac{F_1 + F_2}{2}$ in ha						
2400—2500							—0,59 (21,23)
2500—2600	—2,32 (12,45)	—1,50 (5,65)					—0,46 (48,46)
2600—2700	—1,62 (43,65)	—1,06 (36,05)	—1,55 (3,40)		+0,05 (22,90)		—0,44 (82,02)
2700—2800	—1,28 (39,70)	—1,04 (86,55)	—0,51 (15,65)	—0,57 (10,15)	—0,13 (34,27)	—1,07 (17,17)	—0,42 (123,77)
2800—2900	—0,84 (239,50)	—0,49 (233,05)	—0,42 (47,00)	—0,59 (40,35)	—0,53 (57,15)	—0,51 (53,50)	—0,39 (159,93)
2900—3000	—0,92 (200,00)	—0,40 (171,25)	—0,20 (91,97)	—0,39 (85,02)	—0,26 (113,10)	—0,07 (115,90)	—0,42 (167,69)
3000—3100	—0,75 (179,77)	—0,10 (170,95)	—0,17 (102,87)	—0,29 (96,57)	—0,57 (231,32)	—0,03 (229,45)	—0,37 (181,08)

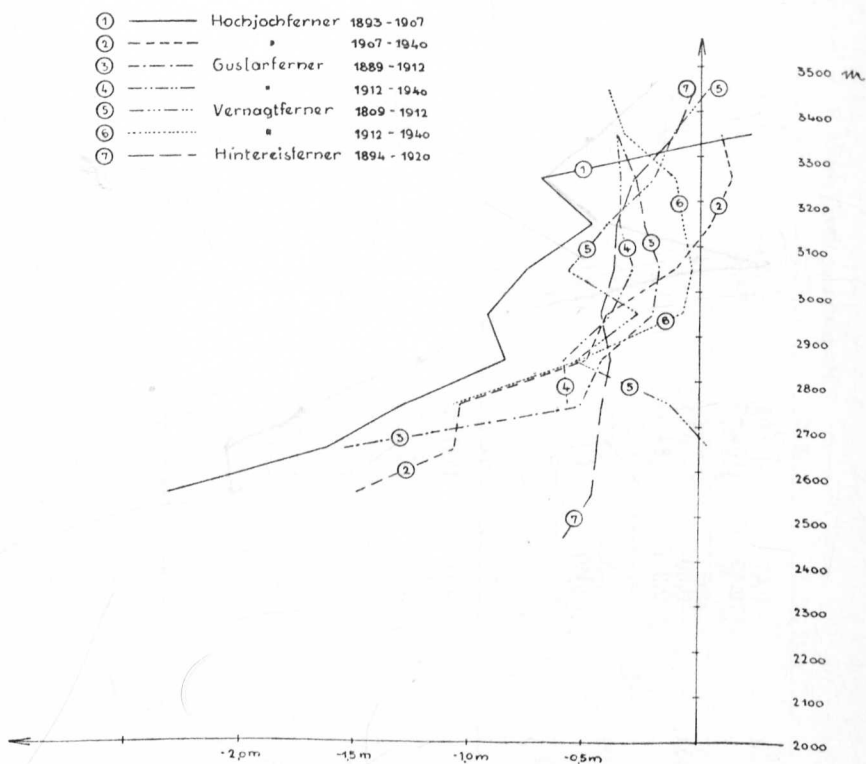
Fortsetzung der Tabelle 8

3100—3200	-0,47 (179,45)	+0,05 (154,65)	-0,24 (64,87)	-0,35 (63,07)	-0,41 (285,10)	-0,07 (272,12)	-0,36 (136,41)
3200—3300	-0,69 (92,35)	+0,14 (84,65)	-0,28 (47,37)	-0,35 (45,67)	-0,20 (279,25)	-0,10 (213,87)	-0,29 (101,75)
3300—3400	+0,23 (99,10)	+0,09 (45,75)	-0,36 (20,65)	-0,36 (18,55)	-0,12 (84,87)	-0,33 (73,80)	-0,11 (76,23)
3400—3500					+0,04 (47,37)	-0,40 (41,92)	-0,02 (14,18)
F_a	1158,60	1101,72	426,15	398,33	1141,95	1124,60	1154,86
F_n	1101,72	999,75	398,33	359,25	1124,60	1022,10	1129,00
$\frac{F_a + F_n}{2}$	1130	1051	412	379	1133	573	1142
$\Sigma dV \text{ hm}^3$	11442	12848	427	398	9905	6985	11180
n (Zahl der Jahre)	14	33	23	28	23	28	26
d_{hm}	0,72	0,37	0,27	0,37	0,38	0,23	0,38

Prüfung des Ergebnisses durch die dreimaligen Gesamtaufnahmen des Hochjoch-, Guslar- und Vernagtferners

Außer am Hintereisferner (Aufnahme 1894, 1920, 1940) liegen dreimalige Gesamtaufnahmen vor: Am Vernagt- und Guslarferner 1889, 1912 und 1940, am Hochjochferner 1893, 1907 und 1940. Diese Aufnahmen wurden, wie erwähnt, deshalb nicht in die Hauptuntersuchung einbezogen, weil die Zeiten der Aufnahmen nicht genügend mit Anfang und Ende der gewählten Perioden 1890 bis 1920 und 1920 bis 1950 zusammenfallen. Die Aufnahmen der genannten Gletscher lassen aber eine generelle Prüfung der Ergebnisse für die Zeit von 1890 bis 1950 zu^{30a}.

Fig. 6. Jährl. Höhenänderungen als Funktion der Höhe h für die dreimal aufgenommenen Gletscher (siehe Tabelle 8)



^{30a} Die an den genannten Gletschern vor 1912 durchgeführten Aufnahmen sind nur meßtisch-photogrammetrisch bzw. tachymetrisch durchgeführt, daher weniger genau als die neueren stereophotogrammetrischen Aufnahmen.

Das besondere Verhalten des Vernagtferners

Eine Sichtung der für die drei genannten Gletscher gewonnenen Zahlenwerte der jährlichen Höhenänderungen (Tabelle 8) und der danach gezeichneten graphischen Darstellung (Figur 6) zeigt ohne weiteres, daß der Vernagtferner in der Zeit von 1889 bis 1912 sich grundsätzlich anders verhält als alle übrigen Gletscher. An seinem Zungenende ist seine Höhenänderung positiv, in mittlerer Höhe hat er erhebliche Verluste, oben nur geringe Höhenänderungen aufzuweisen. Verwunderlich ist dies deshalb nicht, weil der Vernagtferner durch seine früheren verheerenden Vorstöße bekannt ist. Seine Aufnahme 1889 durch S. Finsterwalder war auch in dieser Besonderheit des Vernagtferners begründet. Man vermutete damals einen neuen Vorstoß. Diese Annahme war auch richtig, denn von 1898 bis 1902 fand dann tatsächlich ein nicht erheblicher Vorstoß von einem Kilometer am Zungenende statt³¹. Im Aufnahmejahr 1912 war am Zungenende noch ein Rest der vorgestoßenen Eismasse vorhanden, während in den mittleren Gletscherbereichen die inzwischen nach unten abgeflossenen Eismassen fehlen. Die ungewöhnliche Verteilung der Höhenänderungen am Ende der Periode 1889 bis 1912 ist deshalb durchaus erklärlich. Dasselbe trifft für den geringen jährlichen Höhenverlust von 0,23 m/Jahr in dem 1940 eisbedeckten Bereich für die Zeit von 1912 bis 1940 zu, da der Eisverlust schon durch den erwähnten Vorstoß von 1898 bis 1902 eingetreten ist. Der Vergleich der Aufnahmen von 1889, 1912 und 1940 am Vernagtferner gibt einen instruktiven Einblick in das ungewöhnliche Verhalten dieses sehr labilen Gletschers, der auch im Stadium des Zurückgehens das Durchlaufen von Schwellungswellen erkennen läßt.

Die für den Hochjoch- und Guslarferner gefundenen Werte für die jährliche Abschmelzung und die Gesamtabschmelzung passen, wie Figur 7 zeigt, einigermaßen in das ermittelte Gesamtergebnis hinein. In Figur 7 ist nochmals der ermittelte Gesamtverlauf des Gletscherrückganges entsprechend Figur 5 eingetragen, ferner der Verlauf am Hochjoch-, Guslar-, Vernagt- und Hintereisferner. Man ersieht daraus, daß die Höhenänderungen am Hochjoch- und Guslarferner durchaus mit der zu erwartenden Genauigkeit dem ermittelten Gesamtergebnis entsprechen. Zahlenmäßig ergeben sich die Werte der Tabelle 9.

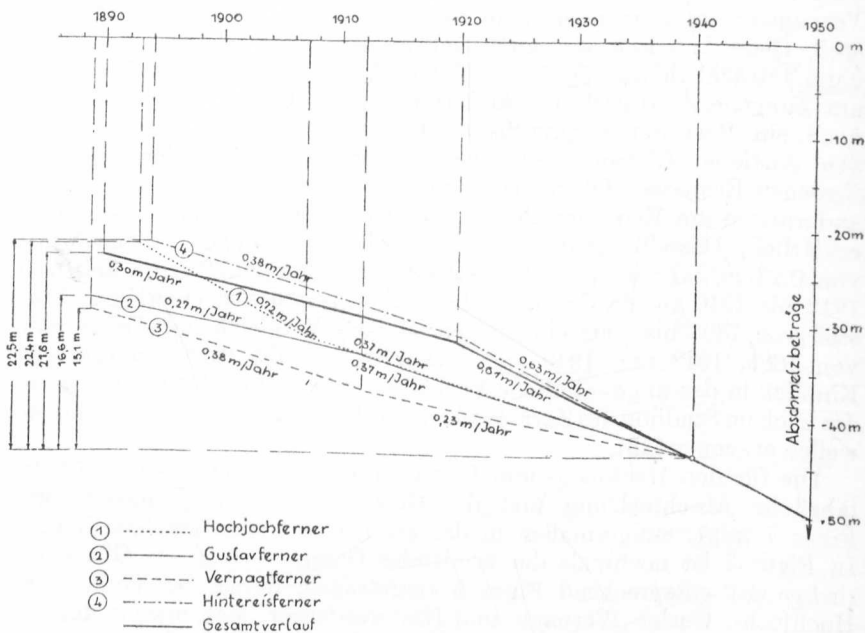
Tabelle 9
Vergleich der Gesamthöhenänderungen

		gemessen	aus ermitteltem Gesamtverlauf	Differenz
Hochjoch	1893—1940	22,4 m	20,3 m	+ 2,1 m
Guslar	1889—1940	16,6 m	21,5 m	— 4,9 m
Hintereis	1894—1940	22,5 m	20,0 m	+ 2,5 m

³¹ S. Finsterwalder, Über den Vernagtferner. Festschrift zum 50jährigen Bestehen der Sektion Würzburg des D. u. Ö. Alpenvereins, Würzburg 1926, S. 1—12.

In Tabelle 9 ist auch der Hintereisferner nochmals aufgeführt. Es darf festgestellt werden, daß die Kontrolle des ermittelten Gesamtverlaufes für den Gletscherrückgang von 1890 bis 1940 durch die dreimal wiederholten Messungen am Hochjoch-, Guslar- und Hintereisferner in befriedigender Weise bestätigt wird.

Fig. 7. Kontrolle des ermittelten Gletscherrückgangs durch die dreimal aufgenommenen Gletscher.



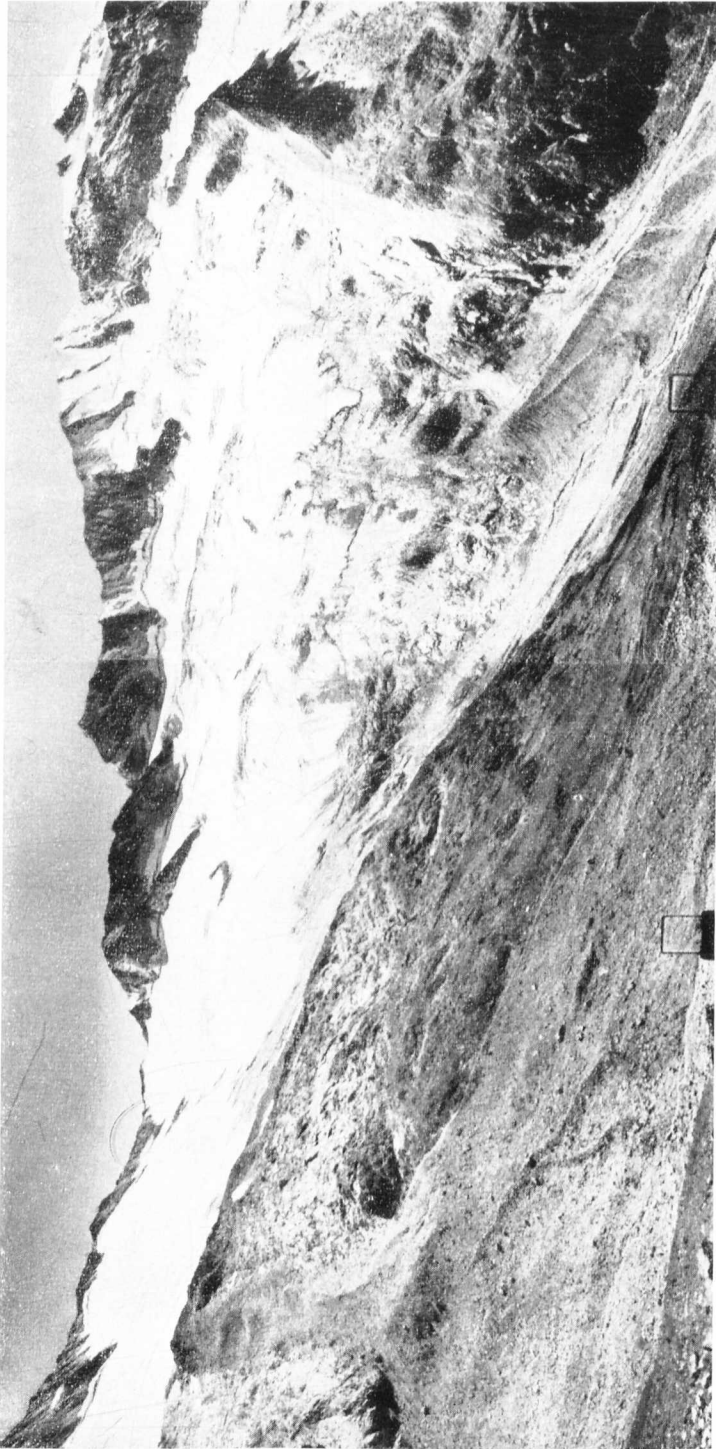
Auswirkung auf den Wasserhaushalt der Flüsse

Wenn sich unsere Abhandlung auch bewußt auf die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückganges in den Ostalpen beschränkt, so soll doch wenigstens kurz ein Blick auf die Auswirkungen des Gletscherrückganges auf den Wasserhaushalt der Flüsse geworfen werden, wobei auch wieder eine gewisse Kontrolle des Ergebnisses gewonnen wird. Als für die Ostalpen naheliegendes Beispiel sei der Inn gewählt. Der Inn ist der größte Alpenfluß; er bezieht seine Gletscherwassermengen größtenteils aus den hier untersuchten Gletschern, zum Teil auch aus den östlichen Schweizer Alpen. Es sei angenommen, daß der Gletscherrückgang im Einzugsgebiet des Inns, das 650 Quadratkilometer



Bild 3. Schlegeiskees 1921.

Aufn. U. Finsterwälder



Aufn. W. Hofmann

Bild 4. Schlegeiskees 1950.



Aufn. W. Hofmann

Bild 5. Grünaufener 1950.



Autn. W. Hofmann

Bild 6. Sulzenauferner (rechts) und Fernerstube (links) 1950.

Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückgangs an Ostalpengletschern 225

Gletscherfläche³² umfaßt, überall gleich groß ist und den im vorigen ermittelten Wert 0,61 m/Jahr Eisverlust oder 0,56 m/Jahr Wasser im Durchschnitt über alle Gletscherflächen aufweist. Das in dieser Dicke abgeschmolzene Eis fließt, zu Wasser geworden, im Inn ab und wirkt sich dessen Wassermenge beim Austritt aus den Alpen (Reisach bei Kufstein) gesammelt aus. Die zusätzliche durch den Gletscherrückgang gelieferte Wassermenge errechnet sich zu:

$$650 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \cdot 0,56 \text{ m} = 364 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{Jahr}.$$

Im Jahresdurchschnitt sind dies 11,6 cbm/sec Wasser. Dies ist rund ein Fünftel der 60 Kubikmeter betragenden Gletscherwassermenge³² des Inns. Dies stimmt gut mit der Seite 215 gemachten Feststellung überein, daß der jährliche Eisverlust der Gletscher mit 0,56 Meter Wasserhöhe etwa ein Viertel bis ein Fünftel der jährlichen Niederschlagsmenge ausmacht.

Die Hebung der Schneegrenze

Der Gletscherrückgang muß auch eine Hebung der Schneegrenze zur Folge haben. Auf den Gletschern handelt es sich bei der Schneegrenze um die sogenannte Firnlinie, das heißt derjenigen Höhenlinie, oberhalb von der im Durchschnitt der Jahre mehr Schnee liegen bleibt als durch Ablation verloren geht, während unterhalb die Ablation über den Schneeauftrag dominiert.

Die rechnerische Bestimmung der Schneegrenze wurde bisher nach der Methode Kurowski³³ vorgenommen, nach der die mittlere Höhe des Gletschers gebildet wird. Dabei wird angenommen, daß Ablation und Auftrag von der Schneegrenze nach oben bzw. nach unten mit einer gleichen linearen Funktion wachsen. Da diese Annahme nicht zutrifft, ist diese Methode nicht streng richtig, und sie wurde deshalb als unbefriedigend angesehen³⁴, auch alle anderen Methoden der Schneegrenzenbestimmung sind praktisch unzulänglich, was hier nicht im einzelnen auseinandergesetzt werden soll, da sich alle Glaziologen darüber mehr oder weniger einig sein dürften, als Beispiel seien Kinzl, Machatschek und Klebelsberg³⁴ erwähnt.

³² Die Zahlenangaben über den Inn sind der eingehenden Arbeit von P. Schmidt-Thomé entnommen: Der Einfluß der Alpengletscher auf den Wasserhaushalt der süddeutschen Flüsse. GWF. (Gas- und Wasserfach), 91. Jg., 1950, S. 120—128.

³³ L. Kurowski. Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe. Geogr. Abh. v. A. Penck, Bd. V/I, 1891, S. 119 bis 160.

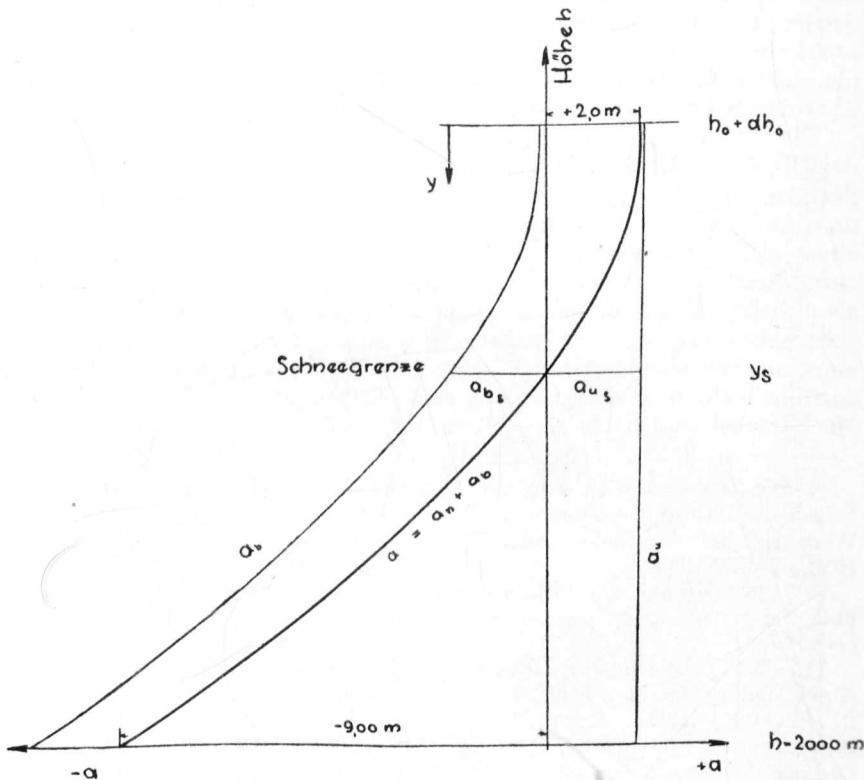
³⁴ H. Kinzl, Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen und in der Montblanc-Gruppe. Z. f. Gletscherkunde, XX. Bd., 1932, S. 268—397, insbes. S. 307. Drygalski-Machatschek, Gletscherkunde, S. 41. Verlag F. Deuticke, Wien 1942. R. v. Klebelsberg, Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Verlag Springer, Wien 1948, Bd. 1, S. 27 bis 35.

Die geodätisch-meteorologische Bestimmung der Schneegrenze

Die in dieser Arbeit benutzten topographisch-geodätischen Methoden legen es nun nahe, die rechnerische Methode zu verbessern, wobei plausible Annahmen über die Veränderung von Auftrag und Ablation mit der Höhe gemacht und methodisch verwertet werden. Die Höhe der Schneegrenze wird ihrem Wesen entsprechend so angesetzt, daß die oberhalb von ihr durch Überwiegen des Auftrags a_a entstehenden Eismassen gleich denen sind, die unterhalb von ihr durch Überwiegen der Ablation a_b verloren gehen. Die Gesamtwirkung $a_a + a_b = a$ ist in Höhe der Schneegrenze Null, oberhalb positiv und unterhalb negativ. Die Summe aller Höhenzonen h_i mit den Zonenflächen f_i und den Bilanzwerten a_i gibt bei einem stationären Gletscher die einfache Beziehung, für den Ausgleich von Auftrag und Ablation über den ganzen Gletscher:

$$\Sigma f_i \cdot a_i = 0 \quad (5)$$

Fig. 8. Gesamtwirkung a von Auftrag a_a + Ablation a_b mit der Höhe h .



Für die zu jeder Höhenzone gehörigen Werte a_i muß nun eine plausible meteorologisch begründete Annahme gemacht werden. An sich kann für die Änderung der Bilanzwerte a_i mit der Höhe jede von meteorologischer Seite gemachte Angabe berücksichtigt werden, indem durch kleine systematische Änderung dieser Werte etwa durch Verschieben der angegebenen Bilanzkurve in der h-Richtung der Ausgleich $\sum f_i \cdot a_i = 0$ hergestellt wird. Aus den verhältnismäßig wenigen Auftrags- und Ablationsmessungen, die z. B. am Rhonegletscher und von Ahlmann an nordischen Gletschern durchgeführt wurden (siehe Machatschek, Anm. 35), geht hervor, daß man die Bilanzkurve durch eine Parabel annähern kann. Die Annahme wird auch durch unsere eigenen Ergebnisse, wie im nächsten Abschnitt erläutert wird, gestützt. Unter Benützung dieser Annahme wird die Rechnung sehr einfach. Es ist anzunehmen, daß in einer gewissen Höhe h_0 die mit der Höhe immer geringer werdende Ablation nahe den Wert Null annimmt, also der Auftrag im wesentlichen allein wirksam ist. Nach unten nimmt der Auftrag langsam ab, die Ablation mit einer annähernd quadratischen Funktion zu (Figur 8). Auch für die Änderung der Werte a mit der Höhe kann eine solche quadratische Funktion angenommen werden, am einfachsten eine Parabel, die in der Höhe h_0 eine vertikale Tangente hat.

Wird der Wert von a in der Höhe h_0 mit a_0 bezeichnet und y von h_0 nach unten gezählt, ergibt sich für die Bilanzkurve die Parabel von der Form

$$y^2 = 2 p (a_0 - a) \text{ oder } a = a_0 - \frac{y^2}{2 p} \quad (6)$$

Da von vornherein über die Lage von h_0 nichts genaueres ausgesagt werden kann, muß noch eine Verbesserung dh_0 vorgesehen werden, so daß man erhält

$$(7) \quad a = a_0 - \frac{(y + dh_0)^2}{2 p}$$

die sich aus (8) ergebenden Werte müssen für jede Höhenzone in (5) eingesetzt werden:

$$(8) \quad \sum f_i \cdot \left(a_0 - \frac{(y_i + dh_0)^2}{2 p} \right) = 0;$$

Der Parameter $2 p$ muß aus gemessenen Werten von a bestimmt werden, wobei, wie wir sehen werden, rohe Werte genügen. Für den hier untersuchten Bereich der Ostalpen kann nach Reichel (Anm. 27) $a_0 = 2,0$ m in 3500 m, a in 2000 m aus verschiedenen Angaben³⁵ und Überlegungen zunächst zu -9 m angenommen werden. Durch Einsetzen in (6) ergibt sich $p = 10$, wenn h in km (100 m), a in m gezählt wird. Die Parabel $y^2 = -2 p \cdot a = -20 a$ zeigt eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit der von uns für den Verlauf der jährlichen Höhenänderungen mit der Höhe ermittelten ausgleichenden Parabel (4) $y^2 = -80,5 dh$. Die durch den Gletscherrückgang bedingten Höhen-

änderungen dh sind danach auch wieder ein Viertel der Werte a für die Ernährungsbilanz. Dadurch wird sowohl die Annahme gestützt, daß diese Kurve für die Ernährungsbilanz wirklich durch eine Parabel der von uns gewählten Form angenähert werden kann, aber auch die ungefähre Größe ihres Parameters, denn wie wir festgestellt haben, macht ja der den Gletscherrückgang kennzeichnenden Wert dH_m auch etwa ein Viertel des die Gletscherernährung bedingenden Niederschlagsmenge aus.

Aus (7) ergibt sich für die Verbesserung dh_0 der Lage des Parabelscheitels die einfache quadratische Gleichung

$$(9) \quad dh_0^2 + 2 dh_0 \cdot \frac{\sum f_i y_i}{\sum f_i} + \frac{\sum f_i y_i^2}{\sum f_i} - 2 a_0 p = 0.$$

Setzt man die aus den bekannten f_i und $y_i = h_0 - h_i$ ohne weiteres berechenbaren Ausdrücke

$$\frac{\sum f_i y}{\sum f_i} = b \quad \frac{\sum f_i y_i^2}{\sum f_i} = c \quad (10)$$

erhält man für dh_0 :

$$(11) \quad dh_0 = -b \pm \sqrt{b^2 - c + a_0 \cdot 2p}$$

Hieraus kann dh_0 so rasch berechnet werden, daß es ohne weiteres möglich ist auch die für a_0 und p aus meteorologischen Angaben gemachten Annahmen zu variieren und auf ihre Richtigkeit zu prüfen.

Die Höhe der Schneegrenze y_s unter dem angenommenen Wert y_0 ergibt sich schließlich aus (7), wobei $a = 0$ zu setzen ist, wie es dem Wesen der Schneegrenze entspricht

$$0 = a_0 - \frac{(y_s + dy_0)^2}{2p}; \quad y_s = -dh_0 + \sqrt{2a_0p} \quad (12)$$

Mit (12) ergibt sich die Höhe h_s der Schneegrenze aus

$$(13) \quad h_s = h_0 + dh_0 - y_s.$$

Wenn die Flächen f_i für alle Höhenzonen eines Gletschers vorliegen, läßt sich die Rechnung bis zur Bestimmung von h_s unter Benützung einer Rechenmaschine in 15 bis 20 Minuten, logarithmisch in 35 bis 40 Minuten leicht erledigen. Sehr wichtig ist dann noch eine durchgreifende Rechenkontrolle, die dadurch möglich ist, daß man aus (6) die für jede Höhenzone zutreffenden Werte a_i rechnet und in die grundlegende erste Gleichung (5) einsetzt. $\sum f_i a_i$ muß sich zu Null ergeben. Diese wichtige Kontrollrechnung nimmt 15 bis 30 Minuten in Anspruch.

Die Schneegrenze für die Summe der untersuchten acht Gletscher

Entsprechend vorstehenden Ausführungen wurden der Ermittlung folgende Ausgangswerte zugrundegelegt $h_0 = 3550$ m, $a_0 = 2,0$ m, $p = 10$. Die Zonenflächen f_i ergaben sich aus der Planimetrierung in

h_a (Tabelle 13), die Werte y_i aus $h_0 - h_i = 35,5 - h_i$ in hm. $\sum f_i$ wurde für 1920 zu 6177,7, für 1950 zu 5159,2 errechnet, $\sum f_i y_i$ zu 40724 bzw. 31613, $\sum f_i y_i^2$ zu 320 113 bzw. 227 320 berechnet, b ergab sich mit 6,592 bzw. 6,127, c mit 51,82 bzw. 44,06; hieraus dh_0 mit (11) zu $-0,967$, das heißt $-96,7$ m bzw. $-0,344$, das heißt $-34,4$ m. Aus (12) und (13) erhält man leicht die Werte der Schneegrenze. Das Ergebnis ist in Tabelle 10 zusammengestellt.

Tabelle 10
Schneegrenze am Mittel der acht Gletscher

Jahr	Schneegrenze	Hebung 1920—1950	Werte nach Kurowski
1920	2820,9 m	62,3 m	(2890,8 m) (46,5)
1950	2883,2 m		(2937,3 m)

In Klammern sind die Werte hinzugefügt, die sich nach Kurowski ergeben, sie weichen erheblich von der genaueren Rechnung nach der neuen Methode ab.

Erwähnt sei noch, daß Kontrollrechnungen mit anderen meteorologischen Annahmen durchgeführt wurden:

Parameter $2 p = 23$ bzw. 17, was einer um 1 m verminderten bzw. um 1 m vermehrten Ablation in 2000 Meter Höhe entspricht, ferner wurde $a_0 = 3$ m also unwahrscheinlich groß angenommen. Das Ergebnis ist in folgender Tabelle mitgeteilt:

Tabelle 11
Kontrolle der meteorologischen Annahmen

Annahmen		Parabelscheitel $h_0 + dh_0$		Schneegrenze		Hebung der Schneegrenze
$2 p$	a_0	1920	1950	1920	1950	1920—1950
23	2,0 m	3500,3	3565,3	2826,1	2887,1	61,0 m
17	2,0 m	3397,1	3461,2	2814,0	2878,1	64,1 m
20	3,0 m	3609,4	3669,4	2834,8	2894,8	60,0 m
20	2,0 m	3453,3	3515,6	2820,9	2883,2	62,3 m
Kurowski		—	—	2890,8	2937,3	46,5 m

In der vorletzten Zeile sind die mit unseren Normalaufnahmen errechneten Werte zum Vergleich nochmals angeführt, ebenso in der letzten Zeile die Ergebnisse nach der Methode Kurowski. Es zeigt sich, daß sowohl die Höhe der Schneegrenze wie insbesondere deren Hebung gegen erhebliche Änderungen der meteorologischen Annahmen ziemlich wenig empfindlich sind, daß jedoch die Methode Kurowski, der eine grundsätzlich unrichtige meteorologische Annahme zugrunde liegt, erheblich abweichende Werte ergibt. Die geringe Empfindlichkeit der Methode gegen Verschiedenheit der meteorologischen Annahmen ist der Grund dafür, daß die meteorologischen Annahmen hier nicht eingehender diskutiert werden.

Die Hebung der Schneegrenze

Wie ausdrücklich hervorgehoben worden ist, gilt die eben beschriebene Methode der Schneegrenzebestimmung nur für den stationären Gletscher. Wir haben es jedoch mit stark zurückgehenden Gletschern zu tun. In diesem Fall wirkt sich das Ernährungsdefizit, das durch einen Klimaeinfluß hervorgerufen ist, wohl zum Teil unmittelbar auf den ganzen Gletscher aus; das Defizit über der Schneegrenze hat aber noch eine zusätzliche Folge, die erst verspätet an der Zunge in Erscheinung tritt, wenn die verminderte Auftragsmasse, die ja durch den Gletscher wandert, sich nach Jahren auf der Zunge auswirkt. Erst dann macht sich der Gletscherrückgang auch an der Zunge voll geltend. Die Verzögerung, welche der Gletscherrückgang durch diesen Vorgang erfährt, darf freilich nicht aus der Geschwindigkeit errechnet werden, mit der sich das Eis im Gletscherinneren vom Firngebiet zur Zunge bewegt; denn ebenso, wie sich eine Gletscherschwelung ähnlich einer Hochwasserwelle schneller als die Gletscherbewegung nach unten vorschiebt³⁵, ist dies auch bei Mangleinwirkungen, die im Firngebiet auftreten, anzunehmen. Es wird aber immer einige Zeit dauern, bis sie sich auf den ganzen Bereich bis zum Zungenende ausgewirkt hat. Bei langen und bei schwach bewegten Gletschern wird diese Zeit länger sein als bei kurzen und bei rasch bewegten Gletschern. Das Verhalten der Gletscherenden hinkt deshalb dem Gletscherrückgang gleichsam nach; sie sind im Verhältnis zum Ernährungszustand immer noch zu groß und in zu tiefer Lage. Die Schneegrenze kommt deshalb bei unserer Methode zu tief heraus, weil die unteren Zonengrenzen zu groß sind und zu stark ins Gewicht fallen. Es ist weiterhin von Interesse, aus den folgenden Ergebnissen an den Einzelgletschern zu sehen, wie sich die Verzögerung des Gletscherrückganges an den Zungenenden verhält und wie sie sich auf die Bestimmung der Schneegrenze auswirkt. — Zunächst muß versucht werden, die wirkliche Hebung der Schneegrenze zu ermitteln.

Die wirkliche Hebung der Schneegrenze

Die meteorologisch-geodätische Bestimmung der Schneegrenze gibt dann richtige Werte, wenn sie an stationären Gletschern angewendet werden kann. Nun waren die Gletscher um 1920 wohl in ihrer großen Mehrzahl einigermaßen stationär, ihre Zungen und sogar ihre Zungenenden veränderten sich nur ganz unmerklich oder gar nicht. Nachgewiesen ist dies für die vier untersuchten Gletscher des Zillertales (Schwarzenstein, Horn, Waxegg und Schlegeis), dies ergibt ein Vergleich der Aufnahmen von 1921 (siehe Tabelle 1) und der Aufnahmen, die 1925 vom Verfasser für die Zillertaler Karte des Alpenvereins dort durchgeführt wurden und in den Blättern der Alpenvereins-Karten Zillertal-West und Zillertal-Ost 1:25.000 niedergelegt sind. Aber auch

³⁵ S. Finsterwalder, Die Theorie der Gletscherschwankungen. Z. f. Gletscherkunde, II. Bd., 1907, S. 81—103.

Tabelle 13

Gletscherstand 1920 und 1950 (Flächen in ha)

Höhenzone	Grünauferner		Fernerstube Sulzenauferner		Schwarzen- steinkees		Waxeggkees		Hornkees		Schlegeis		Gepatschferner		Hintereisferner		Summenwerte		
	1920	1950	1920	1950	1920	1950	1920	1950	1920	1950	1920	1950	1920	1950	1920	1950	1920	1950	
1900—2000							0,41		0,16				0,62					1,19	
2000—2100							7,94		11,64	5,05	2,61		3,65	3,20				25,84	8,25
2100—2200					7,97	5,16	15,89		19,80	7,88	11,92		25,44	18,66				81,02	31,70
2200—2300	7,95	0,50	7,33		22,21	13,64	11,22	2,02	14,57	10,92	15,99		60,41	36,23			139,68	63,31	
2300—2400	9,36	2,94	29,32	2,12	24,62	7,58	17,40	7,47	15,28	8,38	23,83	0,17	63,59	26,21	3,69	5,45	187,09	60,32	
2400—2500	5,01	2,63	24,64	8,61	19,42	12,84	25,27	15,87	22,81	23,34	47,40	13,85	33,70	23,62	22,34	19,38	200,59	120,14	
2500—2600	11,41	10,73	26,03	33,83	34,18	21,23	39,81	33,75	46,61	21,81	71,85	44,47	41,72	25,67	51,12	39,36	332,73	230,85	
2600—2700	25,17	21,25	51,31	30,91	72,77	46,89	70,59	56,80	77,52	55,93	97,60	76,88	49,93	19,73	84,25	65,69	529,14	374,08	
2700—2800	25,08	16,80	45,67	40,37	95,48	82,46	66,78	58,33	81,05	65,74	108,15	98,99	74,35	46,25	127,54	86,76	624,40	495,70	
2800—2900	22,76	19,04	44,28	38,81	103,83	93,27	69,74	66,15	84,36	70,26	128,97	122,31	138,77	142,09	161,79	138,39	754,50	690,32	
2900—3000	30,98	31,50	50,46	48,38	102,41	92,46	59,79	51,69	74,08	64,70	107,34	100,85	285,32	321,97	171,21	158,09	881,59	869,64	
													(287,78)*	(229,81)*			(884,05)*	(877,48)*	
3000—3100	43,10	40,92	69,59	58,29	75,55	64,98	42,58	41,49	43,11	40,62	66,37	57,98	348,27	301,28	180,03	177,96	868,60	783,52	
													396,83)	(351,95)			(917,26)	(834,19)	
													(365,03)	340,52	138,42	133,60	689,45	649,68	
													(491,42)	(470,27)			(815,84)	(779,43)	
3100—3200	18,15	14,28	79,11	79,33	21,12	21,22	30,29	28,30	13,77	9,80	23,56	22,63	283,74	276,26	96,89	93,87	497,09	468,60	
													(394,14)	(391,14)			(607,49)	(583,48)	
3200—3300	10,72	10,02	75,45	62,13			16,24	15,56			14,05	10,76	176,48	126,21	77,37	73,63	302,93	250,53	
													(254,08)	(213,21)			(380,53)	(337,53)	
3300—3400	8,14	8,31	34,00	36,87			1,53	1,53			5,41	3,98	37,81	41,66	14,34	14,19	61,88	62,55	
													(50,17)	(43,95)			(74,24)	(66,84)	
3400—3500	0,27	0,22	6,72	6,25							2,74	2,23							
	218,10	179,14	553,91	445,90	579,56	461,73	475,48	378,96	504,76	384,43	728,09	555,10	1988,83	1749,56	1128,99	1006,37	6177,72	5159,19	
			543,91								728,09		(2366,70)	(2141,99)			(6555,59)	(5553,62)	

* Klammerwerte einschließlich Firngebiet des Gepatschferners jenseits der Wasserscheide (siehe Karte 5).



1950 war von diesen Gletschern das Waxegg- und Schlegeiskees nach starkem Rückgang wieder einigermaßen stationär. Dies geht aus den Aufnahmen hervor, die nach der Aufnahme von 1950 beim Gletscherkurs 1951³⁶ von diesen Gletschern gemacht worden sind. Erklärt kann diese zunächst überraschende Feststellung daraus werden, daß beide Gletscher ihre Zungen, die mit dünner Wurzel über Abbrüche hinunter hingen, ganz verloren haben, weil schon der erwähnte unmittelbar wirkende Klimaeinfluß genügt hat, die Zungen an ihrer nur 40 bzw. 20 Meter dicken Wurzel (siehe dazu die Schichtlinien der Karten 2 und 3) innerhalb von 20 bzw. 10 Jahren vollständig durchzuschmelzen. Die Zungen haben sich im Laufe der Jahre vor 1950 in etwa 300 Meter höherer Lage neu gebildet und auf den derzeitigen Ernährungszustand eingestellt. Die Aufnahmen von 1921 und 1950 geben also an diesen Gletschern tatsächlich die Grundlage zur richtigen Bestimmung der Schneegrenze und ihrer Hebung. Die Berechnung ergab:

Tabelle 12
Wirkliche Hebung der Schneegrenze

Gletscher	Schneegrenze		Hebung
	1920 m	1950 m	1920—1950 m
Waxegg.	2691	2785	94
Schlegeis	2716	2807	91

Der sich so ergebende Mittelwert von 90 bis 95 Meter dürfte also der tatsächlichen Hebung der Schneegrenze von 1920 bis 1950 nahekommen³⁷ und die in diesem Zeitraum veränderten meteorologischen Verhältnisse zum Ausdruck bringen.

Die Ergebnisse für die Schneegrenze an den nichtstationären Gletschern

Zunächst wurden die Schneegrenzen an den übrigen Gletschern der Hauptuntersuchung nach der meteorologisch-geodätischen Methode berechnet, wobei die in Tabelle 13 für 1920 und 1950 zusammengestellten Zonenflächen (gewonnen nach Weg 2, Figur 2) zugrunde lagen. Als meteorologische Annahmen dienten einheitlich $a_0 = 2,0$ m, $2p = 20$. Die Berechnungsergebnisse sind in der folgenden Tabelle 13 zusammengestellt und werden anschließend für jeden Gletscher kurz diskutiert.

³⁶ R. Keller, Der Kurs für Hochgebirgsforschung 1951 in den Zillertaler Alpen. „Erdkunde“, Bd. VI, 1952, S. 45—48.

³⁷ Dieser Wert dürfte deshalb eher zu hoch als zu niedrig sein; denn beide Gletscher hatten 1920 eine wegen der Steilheit ihres Bettes rasch bewegte Zunge, 1950 dagegen mehrere in flacherem Gelände endende Teilzungen mit verhältnismäßig schwacher Bewegung. Es ist anzunehmen, daß ein dynamisch aktiver Gletscher unter gleichen meteorologischen Verhältnissen eine etwas tiefere Lage der Schneegrenze aufweist als ein schwach bewegter Gletscher. 1920 war deshalb die Lage der Schneegrenze wahrscheinlich etwas zu tief.

Tabelle 14
Schneegrenzen an den nichtstationären Gletschern

Gruppe	Gletscher	Parabelscheitel		Schneegrenze		Hebung 1920—1950 m
		1920 m	1950 m	1920 m	1950 m	
Stubal	1. Grünau			2805	2873	68
	2. Sulzenau-Fernerstube			2844	2936	92
Zillertal	3. Schwarzenstein			2734	2778	44
	4. Horn			2665	2702	42 37
Ötztal	5. Gepatsch			2925	2975	50
	6. Hintereis			2916	2935	19

Zu 1. Der Grünauferner war bei seiner ersten Aufnahme 1932 sicher im Rückgang; dieser war 1950 zweifellos stärker, die Zunge hängt 1950 dementsprechend nach, so daß die etwas zu geringe Hebung von 68 Meter durchaus einleuchtend ist.

Zu 2. Der Sulzenauferner zeigte im Firngebiet 1950 erhebliche Aufhöhungen, diese ziehen die Schneegrenze nach oben, was sich mit der Wirkung seiner zweifellos auch etwas nachhinkenden Zunge aufhebt. Daraus ist verständlich, daß hier der Normalwert der Hebung herauskommt.

Zu 3. und 4. Sowohl beim Schwarzenstein- wie beim Hornkees befinden sich die Zungenenden wegen Nachhinkens in zu tiefer Lage, daher ist die Schneegrenze 1950 zu tief und die Hebung errechnet sich zu gering.

Zu 5. Der Gepatschferner ist lang, seine Zunge dick. Das seit 1920 eintretende Ernährungsdefizit im Firngebiet hat sich deshalb auf der Zunge noch nicht zusätzlich voll ausgewirkt; diese ist 1950 noch relativ zu groß und zieht die Schneegrenze nach unten, was die zu geringe Hebung der Schneegrenze erklärt.

Zu 6. Am Hintereisferner herrschen ähnliche Verhältnisse wie am Gepatsch, jedoch in noch ausgeprägterer Form. Die Zunge des Hintereisferners ist sehr lang und wenig geneigt, ihr Nachhinken deshalb besonders stark; die unterste Zonenfläche hat sich durch Einsinken sogar noch vergrößert; daher der auffallend geringe Hebungswert. Die Zunge stand bei der letzten Messung um 1940 vor einem raschen Verfall, der ein entsprechend starkes Steigen der Schneegrenze zur Folge haben wird.

Von Interesse ist noch, daß die meteorologisch-geodätische Methode der Schneegrenzenbestimmung offenbar auch recht gute absolute Werte ergibt, denn innerhalb der einzelnen Gebirgsgruppen schwanken die ermittelten Schneegrenzen für einen bestimmten Zeitpunkt verhältnismäßig wenig: Die Abweichung der Schneegrenze innerhalb einer Gebirgsgruppe vom Mittelwert ist 1920: ± 26 m, 1950: ± 47 m. Für 1920 sind die Abweichungen im wesentlichen durch kleine Expositionsunterschiede, für 1950 durch ebensolche und das verschiedene Nachhinken der Gletscherzungen zu erklären.

Abschließende Bemerkungen

In vorliegenden Untersuchungen wurden drei Methoden zur zahlenmäßigen Erfassung des Gletscherrückganges angewendet.

1. Die Änderung der Gletscherflächen.
2. Die mittlere Höhenänderung eines ganzen Gletschers und mehrerer ganzer Gletscher.
3. Die Änderung in der Höhenlage der Schneegrenze.

Allen drei Methoden ist gemeinsam, daß sie das dynamische Verhalten der Gletscher nicht berücksichtigen lassen, der dadurch bedingte Fehler ist am geringsten bei Methode 2, die zweifellos die sichersten Werte gibt und gegen die vielen individuellen Eigenheiten, welche die verschiedenen Gletscher aufweisen am empfindlichsten ist. Da acht typisch recht unterschiedliche Gletscher zur Untersuchung herangezogen wurden, ist der gewonnene Mittelwert ziemlich zuverlässig.

Das vorliegende Beobachtungs- und Messungsmaterial bedingte es, daß der Ablauf des Gletscherrückganges in Perioden von 30 Jahren untersucht wurde, wobei auch verschiedene die Genauigkeit einschränkende Extrapolationen der tatsächlichen Beobachtungszeiträume in Kauf genommen werden mußten. Die ermittelten Jahreswerte für den Gletscherrückgang sind deshalb Mittelwerte aus den erwähnten längeren Zeiträumen. Dies ist ein Vorteil, wenn die Naturerscheinung des Gletscherrückganges im ganzen betrachtet wird und generelle Schlüsse aus dem gewonnenen Ergebnis gezogen werden sollen. Um den Gletscherrückgang oder die Gletscherschwankungen und das Verhalten der Gletscher überhaupt in nähere Verbindung mit den meteorologischen Elementen und dem Klimaablauf zu bringen, wären möglichst jährliche Gesamtaufnahmen einer Anzahl von Gletschern erforderlich; die Methode der Höhenänderungen erfordert dann eine hohe Meßgenauigkeit, die aber photogrammetrisch sowohl auf terrestrischem Weg wie aus der Luft bei entsprechender Anlage der Messung realisierbar erscheint, wenn der Gletscher nicht groß ist. Es wurde vom Verfasser auch mit Erfolg versucht, innerhalb eines Jahres die Ernährung und Abschmelzung eines Gletschers (Schneeferner an der Zugspitze) durch mehrmalige photogrammetrische Aufnahmen zu verfolgen.

Wenn in dieser auf geodätisch-topographischen Grundlagen aufbauenden Arbeit in erster Linie zahlenmäßige Angaben über den Gletscherrückgang erarbeitet und physikalisch meteorologische Gesichtspunkte nur in beschränktem Umfange, soweit es nötig war, herangezogen wurden, so sei doch ausdrücklich darauf hingewiesen, wie wichtig es erscheint, Witterungsablauf und Klima in die Untersuchung des Gletscherrückganges einzubeziehen und diesen in seinen Ursachen näher zu klären, was bisher in Deutschland noch kaum versucht worden ist³⁸. Die vorliegende Arbeit verfolgt den Zweck, Unterlagen, soweit dies auf Grund des vorhandenen Materials möglich war, zu liefern.

³⁸ Siehe z. B. H. Hauer. Klima und Wetter der Zugspitze. 50 Jahre meteorologische Beobachtungen des Observatoriums Zugspitze. Ber. d. Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, Nr. 16, Bad Kissingen 1950.

Die vorliegende Arbeit erstreckt sich ferner bewußt nur auf den Raum der Ostalpen. Der Gletscherrückgang ist aber eine bei wohl fast allen Gletschern der Erde auftretende Erscheinung. Aus anderen Gebirgen und Gletschergebieten der Arktis und Antarktis liegt mit Ausnahme der Schweiz naturgemäß noch viel weniger Material über das Verhalten der Gletscher vor. Doch lassen sich die hier verwendeten Methoden grundsätzlich in vielen Fällen in ähnlicher Weise anwenden. Es ist freilich erst eine im Laufe längerer Zeit wirklich zu lösende Aufgabe, dabei zu brauchbaren Ergebnissen zu gelangen. Die Photogrammetrie gibt aber die Möglichkeit, Ausgangsmaterial für solche Untersuchungen schon jetzt zu gewinnen.

Es bleibt mir noch übrig, allen denen zu danken, die bei der Gewinnung des umfangreichen hier verarbeiteten Materials behilflich waren und seine Auswertung ermöglichten. Es ist dies vor allem der Alpenverein, dessen weitschauende Tätigkeit auf dem Gebiet der Gletscherforschung so weit zurückreicht; der Alpenverein hat auch für die letzten Vergleichsaufnahmen im Jahre 1950 und die umfangreichen Auswertarbeiten den Hauptteil der erforderlichen Mittel gegeben; auch der Deutschen Forschungsgemeinschaft verdanke ich eine wesentliche Beihilfe. Bei den letzten Feldarbeiten hat mich Dr. W. Hofmann und bei den große Sorgfalt erfordernden planimetrischen und rechnerischen Auswertungen W. Deixler, beide aus München, in verständnisvoller Weise unterstützt.

Zusammenfassung

Nach einer Diskussion der grundsätzlich möglichen Untersuchungsmethoden wird der Gletscherrückgang in den Ostalpen auf Grund des erreichbaren topographischen Materials zahlenmäßig bearbeitet. Es werden folgende Änderungen untersucht: Flächenänderungen und Höhenänderungen der Gesamtgletscher und Änderungen in der Höhenlage der Schneegrenze auf den Gletschern. An acht typischen Ostalpengletschern ergaben sich im Mittel folgende Werte, für 1920 bis 1950: jährlicher Flächenverlust 0,56 Promille; jährliche mittlere Höhenänderung $dH_m = -61$ Zentimeter für einen Gesamtgletscher. Dies letztere bedeutet einen mittleren Ablationsüberschuß von einem Viertel der gesamten Niederschlagsmenge. Die Bilanz des Eishaushaltes ist um ein volles Viertel negativ. Die Abweichungen bei den verschiedenen Einzelgletschern von den Mittelwerten werden diskutiert. Der Ablauf des Gletscherrückganges seit 1850 läßt sich in drei Perioden von 1850 bis 1890, 1890 bis 1920 und 1920 bis 1950 einteilen. Die Intensität des Rückganges war in der ersten und letzten Periode etwa gleich groß, in der Periode 1890 bis 1920 etwa halb so groß. Am besten kann die Periode 1920 bis 1950 zahlenmäßig belegt werden. Zwecks Feststellung der Hebung der Schneegrenze wird eine neue Methode für Bestimmung der Schneegrenze auf geodätisch-meteorologischer Grundlage entwickelt, wobei für die Änderung von Ablation plus Auftrag mit der Höhe eine parabelförmige quadratische Funktion

angesetzt wird. Die Hebung der Schneegrenze von 1920 bis 1950 wird im Mittel aus den acht typischen Gletschern 63,3 Meter errechnet, die wirkliche Hebung aus zwei in den Jahren 1921 und 1950 stationären Gletschern zu 90 bis 95 Meter bestimmt. Zahlenmäßig am besten wird der Gletscherrückgang durch die jährliche mittlere Höhenänderung eines Gesamtgletschers erfaßt, sie ergibt das von Zufälligkeiten und dem individuellen Verhalten der einzelnen Gletscher am wenigsten abhängige Resultat.

Summary

Following a discussion of feasible investigation procedures, glacier retreat in the Eastern Alps is evaluated in figures on the basis of available topographic data.

The following changes caused by glacier retreat are investigated:

- (1) Changes of the glacial surface;
- (2) Changes of the height dH_m for the whole glacier;
- (3) Height-variations of snowline on glaciers.

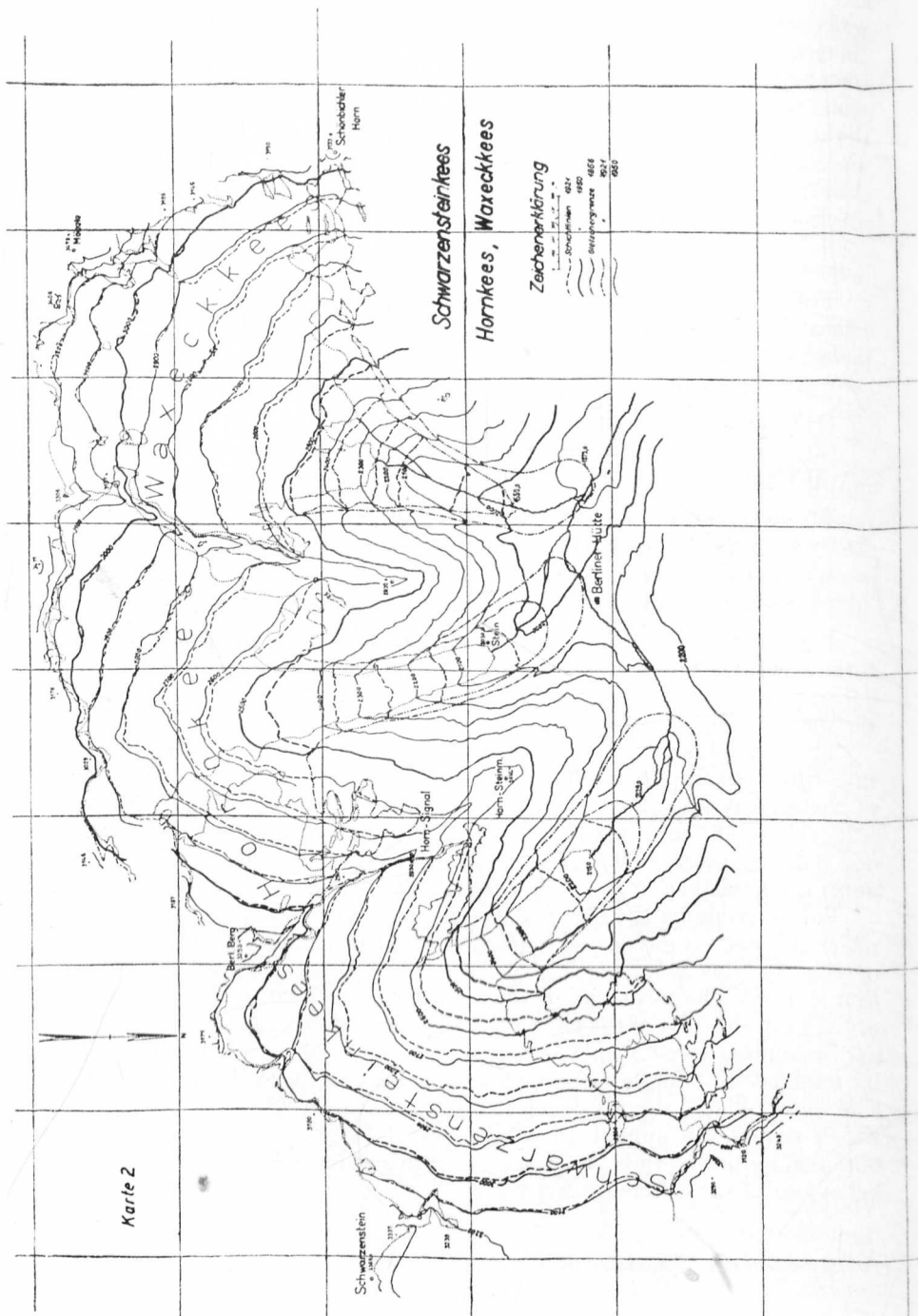
An investigation of eight representative glaciers in the Eastern Alps showed the following mean values for the period from 1920 to 1950:

- 1.) Annual loss of surface — 0.56%
- 2.) Mean annual loss of height dH_m for a whole glacier — -61 cm

It is evident from the latter figure that the mean ablation exceeds total accumulation caused by snow and rainfall and which is between 2.0 to 2.5 m, by one fourth. Variations of the individual glaciers from the mean values are discussed.

The development of glacier retreat since 1850 may be broken down into three phases: 1850—1890; 1890—1920; 1920—1950. The progress of the retreat was about the same during the first and the last phase ($dH_m = -0.61$ m annually). From 1890—1920 it amounted to about one half the value ($dH_m = -0.30$ m annually). The most reliable figures are available on the period from 1920—1950.

For determining the rise of the snowline, a new method is developed which is based on meteorological and geodetic principles. For the change of ablation plus accumulation with the height a parabolic square function is used. The mean rise of the snowline from 1920—1950 was computed from the data of the eight above-mentioned representative glaciers and amounted to 63.3 m. The actual rise of 90—95 m was determined by reference to two glaciers which were stationary in 1921 and in 1950. The most reliable figures on glacier retreat are provided by Method 2 which covers the annual mean changes of height dH_m . The results obtained by this method are least subject to accidents and the individual behaviour of the different glaciers.



Gepatschferner

Karte 5

Zeichenerklärung:

- 0 100 200 300 400 500m
- - - Schichtlinien 1922
 - - - " 1940
 - Gletschergrenze 1922
 - " 1940
 - Wasserscheide

