Zeitschrift: Schweizerische Bauzeitung

Herausgeber: Verlags-AG der akademischen technischen Vereine

Band: 115/116 (1940)

Heft: 11

Artikel: Ausbruch eines Gletschersees in den Argentinischen Anden und aussergewöhnliche Gletscherschwankungen im Allgemeinen

Autor: Helbling, Robert

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-51152

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

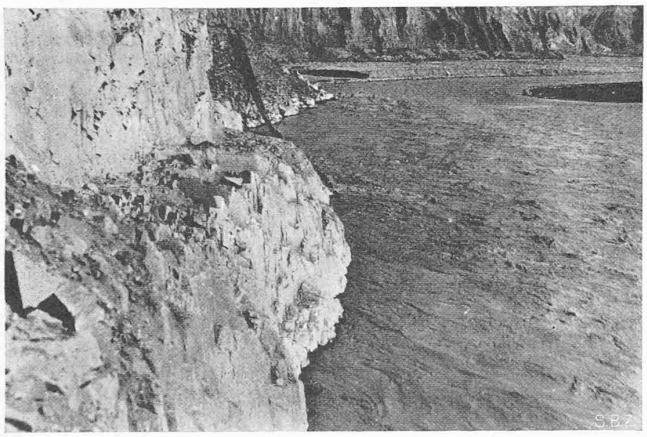
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

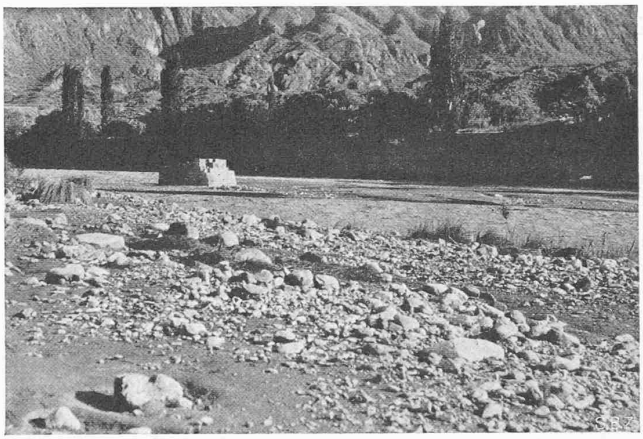
Download PDF: 03.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

INHALT: Ausbruch eines Gletschersees in den argentinischen Anden und aussergewöhnliche Gletscherschwankungen im Allgemeinen. — Mitteilungen: «Gleichspeichernde Ziegeldicke». Belastungsausgleich einer Wasserversorgung. Neue Dampf- und Gas-Lokomotiven. Zur Gestaltung der neuen Weichselbrücken. Fernleitungen an Flugzeugen. Ein schnelles Feuerlösch-Boot. Ein Abflussregler mit kegelförmiger Strahlausbreitung. Kalkulationswesen im Baugewerbe. Ein Bewässerungs-Pumpwerk mit beträchtlicher Förderhöhe. Dampfkonsum der eingehäusigen 30000 kW Oerlikon-Dampfturbine in Helsingfors. Bau eines Gross-Dachwehres in Ostasien. Ausstellung von Luftschutzbauten am Helvetiaplatz in Zürich. Eidg. Technische Hochschule. — Literatur. — Mitteilungen der Vereine. — Sitzungs- und Vortrags-Kalender.

Band 115 Der S. I. A. ist für den Inhalt des redaktionellen Teils seiner Vereinsorgane nicht verantwortlich Nr. 11
Nachdruck von Text oder Abbildungen ist nur mit Zustimmung der Redaktion und nur mit genauer Quellenangabe gestattet





Zerstörung der transandinen Eisenbahn Buenos Aires-Santiago durch die Flutwelle vom 10./11. Januar 1934. Phot. A. T. R.
Abb. 4. Weggespülter Bahnkörper, herabhängendes Geleise Abb. 5. Hinterspültes Widerlager einer eisernen Brücke

Ausbruch eines Gletschersees in den argentinischen Anden und aussergewöhnliche Gletscherschwankungen im Allgemeinen

Von Dr. ROBERT HELBLING, Flums

[Da die Bilder zu nachstehendem Bericht vom ersten bis zum letzten miteinander sollen verglichen werden können, und da sie 7 Seiten in Anspruch nehmen, waren wir genötigt, den ganzen Aufsatz ungeteilt in *einem* Heft unterzubringen. Unsere Leser wollen diese ausnahmsweise Einseitigkeit im stofflichen Inhalt entschuldigen. Red.]

Im Januar 1934 brachten unsere Zeitungen die Nachricht, dass die einzige Eisenbahnverbindung zwischen Argentinien und Chile auf der argentinischen Seite der Anden durch eine Flutwelle im Rio Mendoza zerstört und ausser Betrieb gesetzt worden sei.

In der Folge schickte mir die Londoner Leitung der englisch-argentinischen transandinen Bahngesellschaft (A. T. R.) die eingehenden Berichte ihrer Ingenieure und ein reiches Bildmaterial über die Katastrophe mit der Bitte, mich über diese Berichte auf Grund meiner Ortskenntnis zu äussern. Es war für mich eine Dankespflicht, diesen Wunsch durch eine gründliche Untersuchung zu erfüllen, weil ich bei meinen Expeditionen ins Ursprungsgebiet der Katastrophe, besonders in den Jahren 1910 bis 1912, durch die nun so arg geschädigte Bahngesellschaft auf sehr generöse Art unterstützt worden war.

Aus dem mir zugeschickten Material war folgendes zu entnehmen (vgl. Abb. 1, 4, 5 und King [8][1]). Am 10. Jan. 1934 wurde bei Punta de Vacas beobachtet, dass der Rio Mendoza von 15 h an sehr rasch zu steigen begann und zu ganz ungewohnter Höhe, 2890 m³/s, anschwoll. Kurz nach 1 h des 11. Januar hatte diese Flut das Wehr bei Lujan de Cujo erreicht und um 2 h durchbrochen. Sie hat demnach die rd. 120 km lange Strecke mit einer mittlern Geschwindigkeit von annähernd 4 m/s zurückgelegt. Nach Schätzung haben Lujan während der Flutperiode 60 Mio m³ passiert, mit einer grössten Wassermenge von etwa 3000 m³/s.

Die Flutwelle hatte katastrophale Folgen. Es fielen ihr einige Menschenleben zum Opfer und der Schaden an privatem und öffentlichem Gut wurde auf eine halbe Mio engl. Pfund geschätzt.

In Mitleidenschaft wurden hauptsächlich das Tracé der transandinen Bahn, das Elektrizitätswerk von Cacheuta, das Stauwehr von Lujan usw. gezogen (vgl. Abb. 4 und 5). Längs der etwa 120 km langen Strecke Punta de Vacas bis Blanco Encalada (beim Austritt des Rio Mendoza in die Pampas) wurden von den zehn Brücken über den Rio Mendoza sieben von den Widerlagern weggerissen und gänzlich zerstört, eine wurde beschädigt und nur zwei blieben intakt; ferner wurden fünf Durchlässe gänzlich zerstört und viele andere beschädigt. Vom Bahnkörper wurden 12,6 km vollständig zerstört, 1,5 km aufgerissen oder stark unterspült; von der Stromleitung wurden 19 km ganz zerstört und 75 km stark beschädigt.

Flutwellen solchen Ausmasses waren im Gebiete des Rio Mendoza bis anhin unbekannt, deshalb trug man s. Z. bei der Wahl der Linienführung keine Bedenken, die Flussauen zu benutzen und im allgemeinen ein flussnahes Tracé zu bauen.

Die normalen Heisswetter-Wassermengen des Rio Mendoza betragen 130 bis 250 m³/s und nur selten schwellen sie bis zu 500 m³/s an. Grössere Hochwasser traten in den Jahren 1888, 1900 und 1915 ein, ohne aber nur angenähert die Wassermenge der Flut von 1934 zu erreichen. Sie waren auch nicht von katastrophalen Folgen begleitet und ihre Ursachen sind unbekannt geblieben.

Im Jahre 1934 hatte zwar vor der Katastrophe die aussergewöhnliche Hitze schon starkes Hochwasser erzeugt, aber es war offenkundig, dass diese Hitze allein nicht eine so grosse und plötzliche Flutwelle ergeben konnte. Da die Flutwelle sich im Haupttale oberhalb Punta de Vacas nicht bemerkbar gemacht hatte und in ihr Eisblöcke beobachtet worden sein sollen, schloss man sofort, dass die Flut aus den Tupun-

[1]) Die Hinweise auf das am Schluss des Aufsatzes erscheinende Literaturverzeichnis stehen in eckiger Klammer.

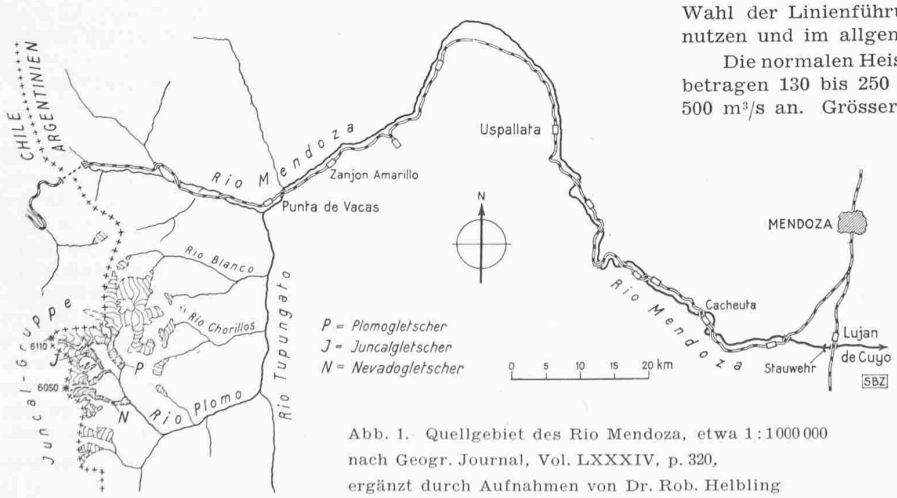


Abb. 1. Quellgebiet des Rio Mendoza, etwa 1:1000000 nach Geogr. Journal, Vol. LXXXIV, p. 320, ergänzt durch Aufnahmen von Dr. Rob. Helbling

gatotälern und den vergletscherten Hochcordilleren stamme. Eine Flugrekognoszierung vom 16. Januar ergab, dass eine merkwürdige Eismasse quer über dem oberen Plomotale lag, die möglicherweise mit der Katastrophe im Zusammenhange stehen konnte (Abb. 6).

Um diese Frage endgültig abzuklären, haben die englischen Ingenieure *W. D. V. O. King* und *Yorke Eliot* anfangs Februar 1934 dieses Gebiet besucht, dort sehr gründliche Beobachtungen gemacht und wertvolle photographische Aufnahmen mitgebracht. Sie stellten einwandfrei fest: 1. dass die Eismassen aus dem vergletscherten, rd. 7 km langen, rechtseitigen Seitentale, vom Nevadogletscher stammen (vgl. Abb. 3, 6); 2. dass die Eismassen einen Damm quer über das Plomotal gebildet haben, der eine zeitlang die Entwässerung dieses Tales vollständig abgeriegelt hatte, wodurch ein See von rd. 3 km Länge entstanden war (vgl. Abb. 3); 3. dass dieser See sich plötzlich entleert haben muss. Sein Wasserinhalt, rd. 30 bis 55 Mio m³, durchbrauste als Flutwelle die gänzlich unbewohnten Tupungatotäler auf einem Wege von etwa 53 km bis zur Mündung in den Rio Mendoza bei Punta de Vacas. Von dort aus setzte sie ihren zerstörenden Lauf bis zum Ausgang aus dem Gebirge fort und legte somit im ganzen einen Weg von rd. 170 km zurück[2]).

Nach dem Bericht von *King* und *Eliot* war die abdämmende Masse ein Gemenge von Schnee und Eis, enthielt nur wenig Gesteinschutt und gar keine Grund- und Obermoränen. Die Oberfläche der Eismasse war in büsserschneeartige Gebilde aufgelöst und an der dem Winde zugekehrten Seite mit Flugsand bedeckt. Die Breite der abdämmenden Eismasse variiert von 200 m beim Austritt aus dem Nevadotale bis zu 600 m an der Brandungsstelle. Dort soll sie auch eine maximale Mächtigkeit von 75 m gehabt haben, während die mittlere Mächtigkeit auf etwa 30 m geschätzt wurde. Die Länge der Abdämmung betrug 1100 m, die Neigung 8 bis 10 g, die gesamte Eismasse nach Schätzung 60 Mio m³ (Abb. 6 bis 8).

Der Rio Plomo führt bei warmem Wetter etwa 10 m³/s. Er floss vor der Abdämmung in einem engen Tobel zwischen der Nevadomoräne und den linksseitigen Felsen des Plomotales. Dieses Tobel wurde während der Seestauung durch die Eismassen gesperrt. Im Februar 1934 strömte aber der Bach unter dem Eise in seinem ursprünglichen Bette wieder ungehindert ab, der Stausee war vollständig entleert. Ein Zugang in das Staugebiet wurde nicht gefunden, indessen konnte doch festgestellt werden, dass der Stauraum sich rd. 3 km talaufwärts erstreckte mit einer maximalen Tiefe von etwa 70 m an der Dammseite und einer mittleren Tiefe von rd. 30 m. Mehrere deutliche Strandlinien liessen verschiedene Stauhöhen erkennen. Die Füllung des Sees konnte in etwa 30 Tagen beendigt gewesen sein. Die ersten Begutachter glauben, dass die Abdämmung relativ kurze Zeit vor der Katastrophe stattgefunden hatte, wahrscheinlich im Oktober 1933, während welchem Monat in benachbarten meteorologischen Stationen abnorm hohe Temperaturen festgestellt worden waren. Diese Datierung wurde abgeleitet aus noch lebenden, im Schutt an der Eisstirne gefundenen Pflanzenresten.

Der Hergang des Wasserausbruches ist nicht abgeklärt (siehe Abb. 7). *King* glaubt, dass der Rio Plomo zunächst in einem rd. 5 m hohen Tunnel unter dem Eis in normaler Weise abgeflossen sei. Die grosse Hitze während einigen Tagen habe dann zum Einsturz und zur gänzlichen Verstopfung des Tunnels geführt, bis die gestaute Wassermenge genügend Druck besass und die Verstopfung des Tunnels wieder hinauspresste. *King* und *Eliot* fanden nirgends Entleerungsrinnen an der Oberfläche der Eismasse. Sie schlossen daraus, dass der Stausee die Krone der Abdämmung nicht erreicht und der ganze Durchbruch an der Sohle durch einen Tunnel von rd. 20 m² Querschnitt stattgefunden habe. Bei einer Geschwindigkeit von 25 m/s ergibt sich daraus eine maximale Abflussmenge von 500 m³/s.

Diese Abflussmenge scheint mir für Bildung einer Flutwelle, deren Höchstbetrag bei Punta de Vacas auf 2890 m³/s geschätzt wurde und bei Lujan sogar auf 3000 m³/s, sehr klein zu sein. Das haben auch die ersten Berichterstatter empfunden. Sie suchten nach weitern Staustellen, aber ohne Erfolg.

Selbst wenn man den angegebenen Zahlen als Schätzungen nur relativen Wert beimisst, ist das Verhältnis zwischen der grössten Wassermenge im Rio Mendoza und der Abflussmenge aus dem Stausee ein merkwürdiges. Nimmt man an, dass zur Zeit der Katastrophe im Rio Mendoza die ausnahmsweise hohe Heisswetter-Wassermenge von 500 m³/s vorhanden war, so bleiben immer noch rd. 2500 m³/s, deren Ursprung auf den Gletscherseeausbruch zurückzuführen ist, und nicht nur die berechneten 500 m³/s. Hätte sich die Flutwelle auf ihrem 170 km langen Wege nicht eher abschwächen statt vervielfachen sollen?

Eine Verflachung der Flutwelle musste sicher stattfinden in den breiten Tälern von Las Taguas und Uspallata. Anderseits besteht die Möglichkeit, dass die Flutwelle verschiedene Male in Talengen gehemmt und gestaut wurde, so an der Mündung ins Taguastal, so vor Chorillos und namentlich im engen, schluchtartigen Talweg von Rio Blanco bis zum Austritt ins Mendozatal. Stauungen können auch im Rio Mendoza stattgefunden haben, namentlich in der Strecke unmittelbar östlich von Punta de Vacas, und südlich der Station Uspallata. In diesen Engnissen konnte die Flutwelle sich stets wieder erneuern, verstärkt durch das ohnehin vorhandene Hochwasser des Rio Mendoza, verstärkt durch die Sättigung mit Geschiebe von den grossen, selbstgeschaffenen Uferanrissen.

Es könnte aber die Wassermenge von Anfang an grösser als 500 m³/s gewesen sein, und die Entleerung des Stausees sich analog einem in den Alpen bekannten Falle eines Eisseeausbruches ereignet haben[3]). Im Ortlergebiet staut der Zufallferner die Abflüsse des Langenferners zu einem Eissee, dessen Wassermengen periodisch durch die Gletschertore des Zufallferners ausbrechen und Hochfluten im Martell- und oberen Etschtal erzeugen. Auch dort war der Querschnitt der Gletschertore im Verhältnis zu den Ausbruchwassermengen zu klein. Es soll aber direkt beobachtet worden sein, dass während des Ausbruches die Gletschertore gesprengt und erweitert wurden und das abdämmende Eis des Zufallferners durch den hydraulischen Druck der angesammelten Wassermenge gehoben worden ist, wodurch ein der Flutwelle entsprechender Gesamtdurchfluss-Querschnitt geschaffen wurde. Ausserdem konnte mit der Vergrösserung des Querschnittes gleichzeitig auch eine beträchtliche Vergrösserung der Durchfluss-Geschwindigkeit eingetreten sein.

Nach der Katastrophe vom Januar 1934 stand die Geschäftsleitung der transandinen Bahn bei allen weitern Entschlüssen vor der Frage: Müssen jetzt oder im Laufe der nächsten Jahre neue Abdämmungen im Plomotale und damit neue Seeausbrüche befürchtet werden oder nicht?

Die Beantwortung dieser Frage konnte selbstverständlich nur auf Grund einer gewissenhaften Untersuchung der Ursachen der die Abdämmung des Plomotales erzeugenden Eisbewegungen gegeben werden, der Ursachen abgeleitet aus allgemeinen gletscherkundlichen Erkenntnissen und aus den speziellen Erscheinungsformen der Gletscher im Quellgebiet des Rio Mendoza.

Leider habe ich während meinen Expeditionen nicht spezielle Gletscherbeobachtungen machen können, da meine Zeit vollständig von topographisch-photogrammetrischen Vermessungen in Anspruch genommen war. Immerhin konnten mir einige besondere Eigentümlichkeiten der andinen Gletscher: die fremdartige Gestaltung der Gletscheroberfläche, ihre ausserordentlich rasche Veränderung und andere Merkwürdigkeiten nicht entgehen.

Vergleicht man Bilder der Nordost-Wand des Nevado de Plomo von 1912 mit solchen von 1934, dann erkennt man leicht, dass sich keine grössern Firn- oder Gletscherabstürze nachweisen lassen. Es sind allerdings im Hintergrunde des Nevadotales Lawinen vorgekommen, allein deren Massen sind viel zu klein, um den ganzen Eisdamm als Lawine deuten zu können. Es bleibt somit nichts anderes übrig, als den Eisdamm im Plomotale auf eine Gletschereisbewegung, auf einen Vorstoss des Nevadogletschers zurückzuführen, oder mit andern Worten als Gletscherschwankung aufzufassen.

Man unterscheidet bekanntlich folgende Arten der Gletscherschwankungen [K. Mason, 10]: 1. tägliche und jahreszeitliche Schwankungen, die meistens klein sind und in der Regel innerhalb Grenzen liegen, die nur mit Messinstrumenten erfasst werden können. 2. periodische Schwankungen, die mit Klimaschwankungen innerhalb historischer Zeit in Zusammenhang gebracht werden, mit Perioden von mehreren Jahrzehnten und Schwankungen bis zu mehreren 100 m, gemessen an den Zungenenden der Gletscher. 3. eiszeitliche Schwankungen, deren Ursachen noch nicht bekannt sind, mit Schwankungen von vielen km, von den höchsten Talmulden der Gebirge bis weit in die Vorlande hinaus. 4. aussergewöhnliche Schwankungen, die sich nicht in die periodischen Schwankungen einreihen lassen. Sie werden durch rasche Vorstösse einzelner Gletscher eingeleitet und sind unabhängig von den periodischen Klimaschwankungen. Sie fallen, wiederum unab-

[2]) Diesen zurückgelegten Wegen entsprechen in unserem Lande etwa folgende Distanzen: Seeausbruch am Monte Rosa, Zerstörung der Bahn usw. von Visp bis zum Genfersee, oder Seeausbruch auf der Julierpasshöhe und Zerstörung der ufernahen Bauten von Thusis bis Mündung des Rheines in den Bodensee. Natürlich darf man daraus nicht auch auf Analogie der Einzugsgebiete und deren Niederschlagsmengen schliessen. Ganz abwegig aber wäre es, Hochwasserfluten andiner Gebiete, in denen Gewitter und Landregen Seltenheiten sind, nach alpinen Verhältnissen zu bewerten.

[3]) Vergl. auch Dr. *O. Lütschg*: Allalingletscher und Mattmarksee, «SBZ» Bd. 86, S. 279 (1925). Red.

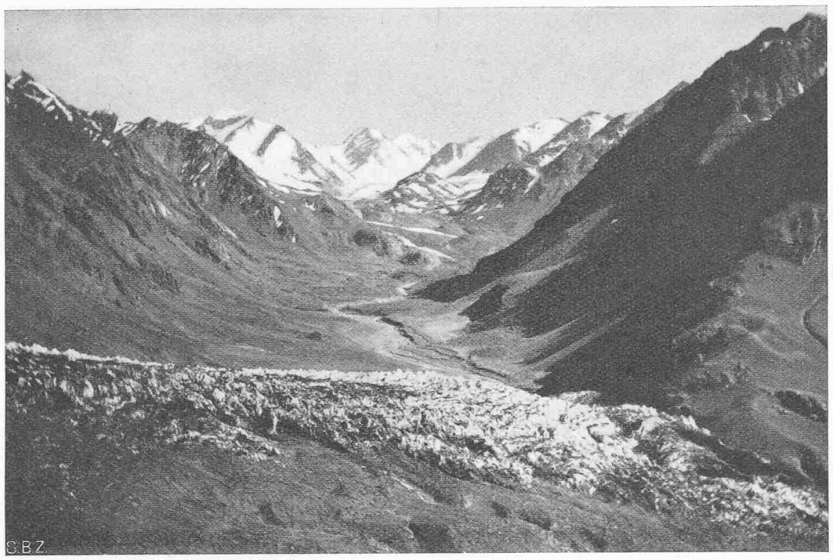


Abb. 6. Abriegelung des Plomotales durch den vorgestossenen Nevadogletscher, dahinter der Stauraum des am 10./11. Jan. 1934 entleerten Stausees (vgl. Abb. 3). Phot. A. T. R.

hängig von den übrigen Gletscherschwankungen, raschem Abschmelzen anheim. Falls sie sich regelmässig wiederholen, folgen sie eigenen Perioden.

Die täglichen und jahreszeitlichen Eisbewegungen und die normalen periodischen Schwankungen sind schon längst ein Forschungsgebiet der speziellen Gletscherkunde, während die eiszeitlichen Gletscherschwankungen in den Bereich geologischer Untersuchung gehören. Die aussergewöhnlichen Gletscherschwankungen sind als solche erst spät erkannt worden, im Karakorum, in Alaska und in Grönland. Sie sind bis jetzt fast ausschliesslich aus unbewohnten Gebirgen gemeldet. Selbst wenn sie dort mit einer gewissen Häufigkeit und Regelmässigkeit auftreten sollten, so ergibt die Zufälligkeit ihrer tatsächlichen Notierung durch einen Beobachter doch eine relative Seltenheit, und erst recht selten ist das Zusammentreffen des kurzfristigen Ereignens selbst mit dessen Beobachtung. Es ist daher ganz natürlich, dass wohl die Tatsache aussergewöhnlicher Gletschervorstösse bekannt ist, ihre Ursachen und die Einzelheiten der Vorgänge aber nur ungenügend.

Welcher Art war nun die Gletscherschwankung, d. h. der Vorstoss des Nevadogletschers? Die Beantwortung dieser Frage hat wissenschaftliches, vor allem aber auch praktisches Interesse.

Bei einem normalen Vorstoss ist die Dauer einer Gefährdung erst mit dem Abschluss der Vorstossperiode und mit dem Einsetzen kräftigen Abschmelzens beendet, während ein rascher Vorstoss sich eher in einmaligem Ereignen erschöpft. Ein normaler Vorstoss erfolgt meistens langsam und fast stetig. Der Moment einer Gefährdung durch Stauung eines Gletschersees (nicht dessen Ausbruch) kann lange Zeit vorausgesehen werden. Es bleibt somit genügend Zeit für die Durchführung von Abwehrmassnahmen gegen einen eventuellen Seeausbruch (Verstärkung oder Verlegung der ufernahen Bauten in den gefährdeten Gebieten, Auffangen der ausbrechenden Wassermengen durch Dammbauten, Umleitung des Talflusses, Zerstörung des Eisdammes usw.). Ein rascher, aussergewöhnlicher Vorstoss kann nicht vorausgesehen werden, es sei denn, dass dessen Periodizität genau bekannt wäre, was bis jetzt nur selten zutrifft. Für wirksame Abwehrmassnahmen ist es daher meistens zu spät.

Es liegen also recht triftige Gründe vor, die Frage nach der Art des Gletschervorstosses im Plomotale mit aller Gründlichkeit zu behandeln. Wir müssen dabei ausgehen von den allgemeinen Eigenschaften der Gletscher dieser Breite [R. Helbling, 6].

Auffallend ist zunächst die starke orographische Begünstigung in der Vergletscherung unseres Gebietes. Die weitaus vorherrschende Windrichtung ist West-Ost, liegt also angenähert rechtwinklig zum Streichen der Bergketten. Die Folge davon ist, dass der Schnee bei der im allgemeinen sehr grossen und regelmässigen Windstärke nur im Windschatten, d. h. an den Osthängen sich ansammelt und von dort aus die Gletscher speist. Die Westflanken bleiben fast firn- und eisfrei.

Die Formen der Gletscher gleichen den alpinen. Wir finden Talgletscher, die ihren Anfang nehmen in hochgelegenen Firnmulden nach dem Typus des Aletschgletschers, des Gornergletschers usw. Andere Gletscher haben viel steileren Verlauf, bilden Eiskaskaden nach dem Typus der Gletscher am Nordhang der Jungfrau, andere sind Hängegletscher, die typisch vertreten sind in der Gegend von Chamonix. Schliesslich ist noch eine Gletscherart vertreten, der hochgelegene Mulden fehlen, die sog. Firnkessel-Gletscher. Bei Gletschern dieser Art sammeln sich der im Windschatten fallende Schnee, Schnee von Lawinen, Firn und Eis von Abbrüchen der Hängefirne usw. in tiefen Talkesseln und Talabschlüssen, aus denen sich Gletscher normaler Art entwickeln.

Das trockene Klima und die damit verbundene starke Sonnenbestrahlung sind wohl auch die hauptsächlichen Ursachen der merkwürdigen Schmelzformen von Schnee und Eis. Das Abschmelzen der winterlichen Schneedecke geschieht, von einem Höhengürtel zwischen 3000 bis 3200 m Meereshöhe an, nicht in zur Unterlage mehr oder weniger parallelen Flächen wie bei uns, sondern in länglichen Hohlformen mit angenähert

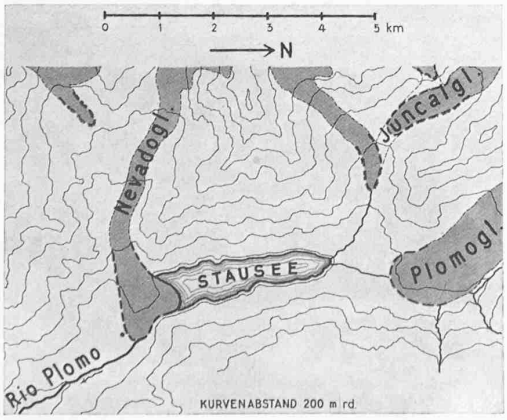


Abb. 3. Wie Abb. 2, aber Gletscherstand 1934: Nevadogletscher vorgestossen auf seinen alten Moränenrand, Juncal- und Plomogletscher stark zurückgezogen

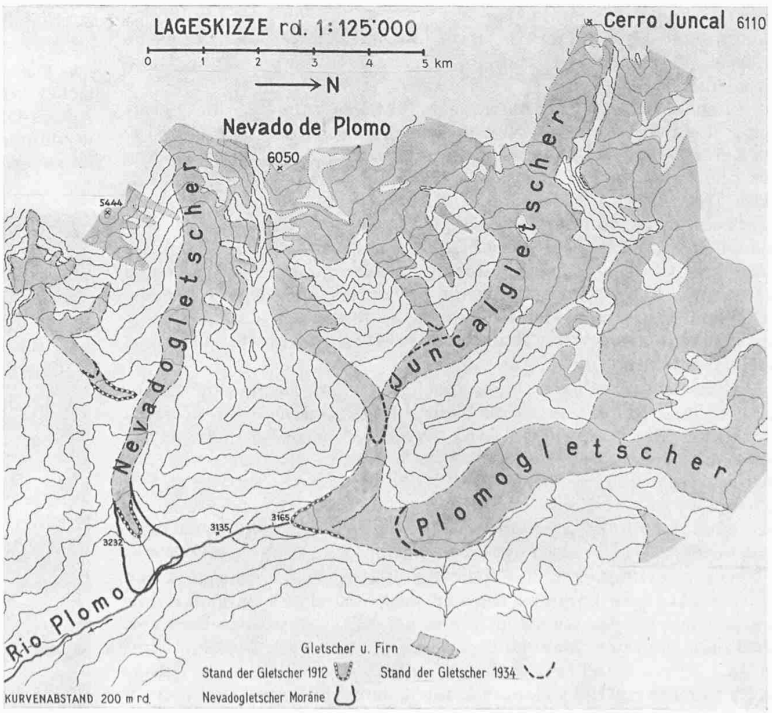


Abb. 2. Lageskizze der Juncalgletscher-Gruppe. Aufnahme Dr. R. Helbling 1912

Ost-West orientierten Längsseiten. Dadurch entstehen dicht gedrängte, linear angeordnete, schaufelförmige Kämme und Zacken, deren Höhe die Schneemächtigkeit erreicht, worauf beim weiteren Abschmelzen die Auflösung in einzelne Blockformen erfolgt, die zum totalen Abschmelzen der Schneedecke überführt. Diese Erscheinung ist unter dem Namen «Büsserschnee» — Nieve de los penitentes oder, abgeleitet, Nieve penitente — längst bekannt (vgl. Abb. 9). Trotzdem gibt es noch keine befriedigende Erklärung ihrer Entstehung und Entwicklung. Unabgeklärt sind namentlich noch die Beziehungen zu ähnlichen Bildungen im Firn- und Eisgebiet der Gletscher.

Die Ausbildung des Büsserschnees rückt mit fortschreitender Sommerszeit jeden Jahres allmählich in immer grössere Höhen vor. Sie tritt im Hochsommer auch über der Schneegrenze, also in den Firngebieten auf und erreicht die höchsten Kämme und Mulden mit dem Maximum ihrer Entwicklung erst im Spätsommer, also zu einer Zeit, in der unterhalb der Schneegrenze der Büsserschnee längst verschwunden ist.

Abb. 8. Abriegelung des Plomotales durch den Nevadogl. 1934. Unteres Gletschertor. Phot. A. T. R.

Es ist nun kaum anzunehmen, dass die kurze Zeit vom Spätsommer bis Winteranfang hinreichen könnte, diese bis 8 m hohen Formen durch Abschmelzen wieder zum Verschwinden zu bringen. Viel wahrscheinlicher ist es, dass sie von der winterlichen Schneedecke in irgendeinem Entwicklungsstadium eingehüllt werden. Dafür spricht ihr ungemein rasches Wiedererscheinen im folgenden Sommer. Sie treten innerhalb weniger Wochen wieder in voller Grösse auf, nun aber nicht mehr als Büsserschnee im eigentlichen Sinn, sondern als Zackenfirn, denn die Formen bestehen nun zumindest in den sockelnahen Teilen nicht mehr aus Schnee, sondern aus vereistem und geschichtetem Firn, und sie stammen nicht mehr aus nur einer Winterschneedecke.

Wenn es nun auch in hohem Grade wahrscheinlich ist, dass in den Firngebieten die Penitentesbildungen perennieren — direkte Beobachtungen fehlen allerdings noch —, so können diese Formen doch nicht unbegrenzt wachsen, etwa bis zur Firnunterlage, weil an noch nicht bekannter Grenze die Sonnenwärme völlig zum Ausschmelzen der engen Räume zwischen den Kämmen verbraucht wird. Es beginnt die Rückbildung der Penitentes und damit ihre teilweise und gänzliche Zerstörung. Gleichzeitig bewegt sich der Firn talwärts, bis er schliesslich die Abschmelzungszone des Gletschers, d. h. dessen Zunge erreicht. Auf diesem Wege erleidet die Büsserschnee-Bildung mannigfache Modifikationen.

Zunächst tritt in zunehmendem Masse talwärts die Vereisung der Penitentes ein. Aus dem Zackenfirn wird Zackeneis, das erst recht eine Schmelzform in mehrjährigem Firn und Eis ist und keineswegs nur einer Winterschneedecke entspricht (vgl. Abb. 10). Sodann ändern sich allmählich die Formen der Penitentes-Figuren vollständig und als Folge der Eisbewegung verschwindet die für den Büsserschnee charakteristische Orientierung. An Stelle der schaufelförmigen Kämme und Zacken treten grosse und kleine, unregelmässige Pyramiden und Kegel in einer Anordnung, die mehr der Bewegung des liegenden, dunklen Eises entspricht als jener der Sonnenbestrahlung wie im Büsserschnee im eigentlichen Sinne.

Schreitet man aus einer hochgelegenen Firnmulde talabwärts, dann kommt man aus Gebieten typischer Penitentesentwicklung, die vielleicht einer Winterschneedecke entspricht, ohne dass man Grenzen wahrnehmen könnte, in das Gebiet des Zackenfirns und schliesslich des Zackeneises. Zackenfirn und Zackeneis sind noch sehr reich an Luftblasen und erscheinen mit ihrer Unterlage als eine helle, auf dem dunklen, eigentlichen Gletschereise ruhende, geschlossene Decke.

Die geschlossenen Decken des hellen Eises tragen keine Obermoränen, es kommen nur vereinzelte schmale Bahnen dunkleren Eises an den Rändern und in der Mitte des Gletschers vor. Trotzdem ist auch das helle Eis nicht frei von Gesteinstrümmern. Diese sind entweder sichtbar in schichtweiser Einlagerung oder zeigen sich erst nach dem völligen Abschmelzen der Zacken als deren Ueberbleibsel in dünnen Schuttlagen. Zwischen der Decke hellen Eises und dem dunklen Eis liegt zumeist eine mehr oder weniger zusammenhängende Obermoränenschicht. Diese Obermoräne tritt mit Annäherung an die Zungenspitze immer mehr zutage, bei gleichzeitiger Auflösung der hellen Eisdecke in schmale Bahnen und schliesslich in einzelne helle Blöcke oder büsserschneeähnliche Formen. An der Zungenspitze bleibt schliesslich nur das moränenbedeckte dunkle Eis.

Der Einfluss der Gletscherbewegung auf die helle Zackeneisdecke macht sich auch in der Spaltenbildung geltend. Zonenweise treten in der Decke klaffende Spalten oder enge, steilstehende Risse auf; die einen entsprechen Zug-, die andern Druckzonen (Abb. 7).

Wir sehen somit, dass der Büsserschnee, entwickelt aus einer winterlichen Schneedecke in der hohen Firnregion bis zur Gestaltung an der Spitze einer Gletscherzunge, sich stofflich und gestaltlich vollständig ändert und zwar so stark, dass von einer Verwandtschaft zwischen Büsserschnee im eigentlichen Sinne und Zackeneis kaum mehr gesprochen werden kann, obschon die Bildung beider gleiche Ursachen hat.

So sehr oft Formen des Zackeneises an die Seracs unserer alpinen Gletscher erinnern, so haben sie doch mit Seracs nichts zu tun, denn diese kommen nur in Gefällsbrüchen vor, Zackeneis dagegen auch in ganz flachen Teilen der Gletscher.

Die merkwürdige Gestaltung der Gletscheroberfläche hat sicher einen bestimmenden Einfluss auf die Wasserführung der Anden-Gletscher. Das Schmelzwasser wird, soweit es nicht verdunstet, von den zerrissenen Decken verschluckt und der Moränenlage oder dem dunklen Eise zugeführt. Da nun aber

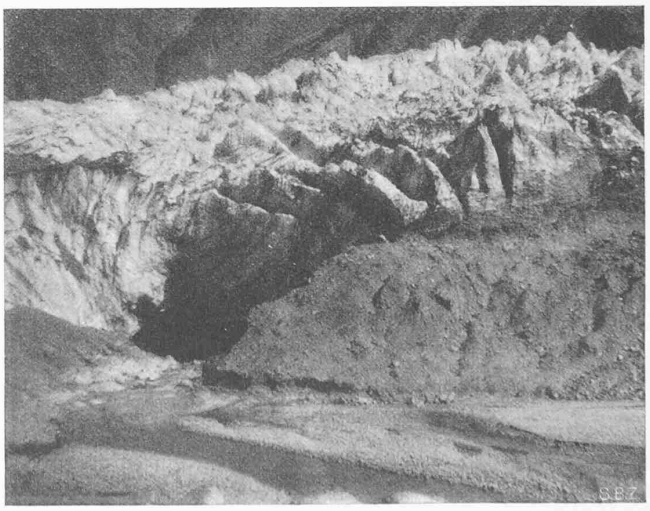


Abb. 7. Oberes Nevadogl.-Tor, nach Abfluss des Stausees. Phot. C. T. C.

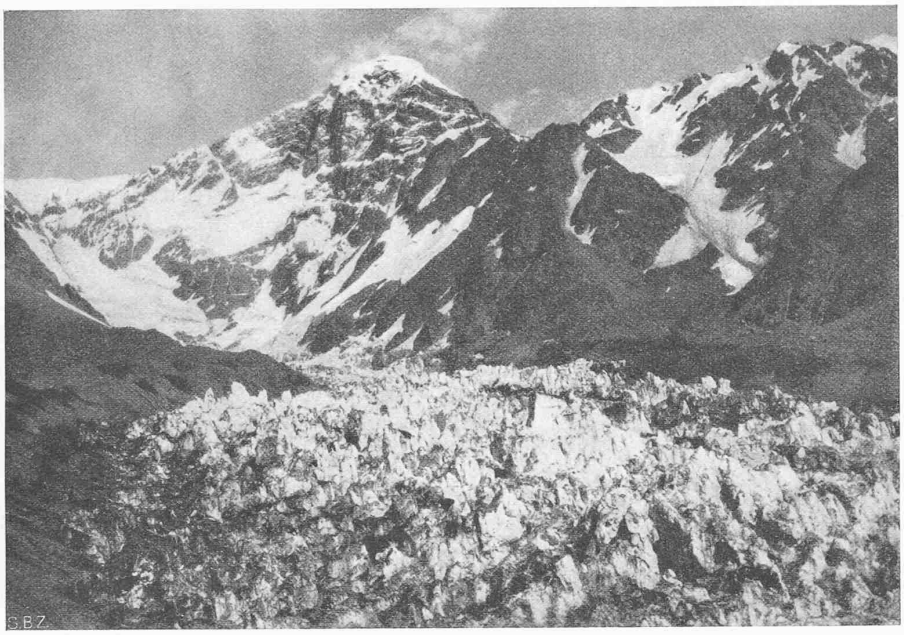


Abb. 10. Zackeneis auf einem argentinischen Anden-Gletscher. Phot. A. T. R.

das dunkle Eis als solches wasserundurchlässig ist, müssen sich überall dort, wo Risse und Spalten klaffen, *wasserführende Horizonte* bilden — in erster Linie in den Grenzschichten zwischen hellem und dunklem Eise, vielleicht aber auch in jenem System von Gletscherrissen, auf das bekanntlich *H. Philipp* [7] seine Bewegungstheorie stützt. Wenn schon damit eine Bewegungszone noch nicht sicher bestimmt ist, so darf man doch wohl annehmen, dass wasserführende Schichten besondere Neigung haben, *Gleitflächen* zu werden, längs denen sich helles Eis und vielleicht auch Schollen dunklen Eises bewegen, sobald ein äusserer Anstoss erfolgt, seien es Erschütterungen durch Lawinen oder Erdbeben, seien es ausserordentliche Wasserzufuhren oder Verminderung der inneren Reibung durch Temperaturerhöhung.

Ph. C. Vissers [9, 12, 13] bezeichnet das auflagernde, helle, jüngere Eis als den Hangend-Gletscher, das dunklere, ältere, schuttreiche und stärker metamorphisierte Eis als den Liegend-Gletscher. Diese Bezeichnungsweise ist, zugleich mit ihren Konsequenzen, auch für die Anden-Gletscher zutreffend, weil die Auflagerung der Nebengletscher auf die Hauptgletscher auf längere, talwärtige Strecken, zumindest in den Decken des hellen Eises, sehr deutlich ist, so am Plomogletscher, Juncalgletscher usw.

Spannungsunterschiede, stoffliche Verschiedenheit und Unterschiede in der Wasserführung bedingen, dass Hangend- und Liegendgletscher nicht ein einheitliches Bewegungssystem sein können. Die stoffliche Grenzzone zwischen beiden ist wohl auch die Bewegungszone des Hangendgletschers, also des hellen Eises. Auf alle Fälle scheint die Trennung von Hangend- und Liegend-

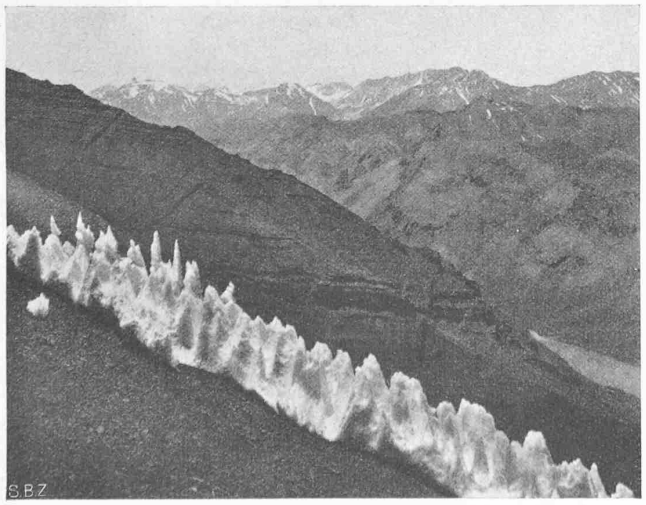


Abb. 9. Vorgerückte Schneeabschmelze, «Büsserschnee». Phot. Helbling

Gletscher eine wesentliche Voraussetzung für die innere Disposition zu aussergewöhnlichem Vorstoss eines Gletschers zu sein.

Wir konnten auf unsern Expeditionen von 1910 bis 1912 feststellen [R. Helbling, 11], dass die Gletscher in diesem Teil der Anden allgemein in Abnahme begriffen waren. Nur in der Decke des hellen Eises eines vereinzelten Gletschers ist 1910 ein bedeutender Vorstoss erfolgt, nämlich im Hangendgletscher des Juncalgletschers, während im Gegensatz dazu der Liegendgletscher wie alle andern Gletscher in Abnahme begriffen war. Den damaligen Gletscherstand zeigt Abb. 11. Unsere Bilder, von denen natürlich nur eine kleine Auswahl veröffentlicht werden kann, sind die Dokumente dafür, dass dieser Vorstoss nicht vor März 1910 und nicht nach November 1910 stattgefunden hat (vgl. Abb. 11 und 12).

Selbst die wenigen veröffentlichten Bilder geben besser als viele Worte Auskunft über Charakter und Ausmass der Eisbewegung. Es sei nur hervorgehoben, dass das bis März 1910 durch Längs- und Quermoränen in einzelne Bahnen getrennte, helle Eis nach der Bewegung als einheitliche Decke erscheint vom Ursprung des Gletschers bis zur Stirnmoräne der Zungenspitze. Die Ueberschiebung über das dunkle Eis und die damit verbundene Obermoränenschicht ist namentlich im Zungengebiet und an der Auflagerung der Nevado-Hängegletscher eine ausgesprochene. Die Ueberschiebungsbeträge wechseln von rd. 500 m bis rd. 1000 m.

Es war im Dezember 1910 nicht mehr feststellbar, ob diese Ueberschiebung Tage, Wochen oder Monate gedauert hatte, sicher war nur, dass sich die Eisbewegung innerhalb eines Zeitraumes von neun Monaten ereignet haben musste. Diese Feststellung berechtigte immerhin zum Schluss, dass der Vorstoss nicht eine normale Gletscherschwankung war, dafür ist der Betrag der Eisbewegung zu gross und deren Dauer zu kurz. Ebensowenig liess sich der Vorstoss als Lawine, Firn- oder Gletscherabsturz deuten. Selbst wenn solche vorgekommen sein sollten, wären deren Massen auf alle Fälle viel zu klein gegenüber der Masse des in Bewegung geratenen Eises.

Es war deshalb schon damals gegeben, diesen Vorstoss des Juncalgletschers auf rasches Abgleiten der obern Firn- und Eisschichten zurückzuführen und als aussergewöhnliche Gletscherschwankung aufzufassen. Die Bewegung erfolgte mit einer Geschwindigkeit von im Minimum 1 bis 3 m im Tag.

Bilder des Juncalgletschers und des Plomogletschers von 1934 zeigen deutlich, dass gegenüber 1912 eine sehr starke Abnahme eingetreten ist. Plomo- und Juncalgletscher sind bis 2 km zurückgewichen, und haben nicht mehr ein gemeinsames Zungenbecken, sie sind vollständig voneinander getrennt. Der Juncalgletscher hat sich ganz in das Juncaltal zurückgezogen und vereinigt sich nicht mehr mit dem südlichsten Nevado-Hängegletscher; Abb. 3 gibt diesen Gletscherstand wieder.

Im gleichen Zeitraum von 1912 bis 1934 erfolgte nun aber der grosse Vorstoss des Nevadogletschers. Im Sommer 1911/12 zeigte die Nevadogletscherzunge noch deutliche Zeichen des Zerfalls. Eine normale Vorstossperiode könnte demnach frühestens 1913 ihren Anfang genommen haben. Daraus würde sich ein mittleres jährliches Vorrücken von 50 bis 100 m ergeben, das maximal auch auf 100 bis 200 m gestiegen sein könnte, ohne damit auffallend hohe Beträge erreicht zu haben. Aber ein solcher normaler, langdauernder Vorstoss eines einzelnen Gletschers um 1 bis 2 km ist wenig wahrscheinlich bei gleichzeitigem Rückzug aller übrigen Gletscher um gleiche Beträge. Photogrammetrische Aufnahmen von etwa 1930 haben bestätigt, dass damals noch kein Eis auf dem trockenen Moränenvorfeld lag, der Nevadogletscher nicht über die Mündung des Nevadotales hinausragte und der spätere Stauraum noch vollständig trocken war. Die daraus sich ergebende so kurze zeitliche Beschränkung des Vorstosses verbietet es, den Nevadovorstoss als eine normale Gletscherschwankung aufzufassen.

Vergleicht man die Bilder von 1912 und 1934 (Abb. 13 und 14), so sieht man, dass auch hier der Gletschervorstoss eine geschlossene Decke von hellem Eis geschaffen hat, die weit über die Zungenspitze von 1910 und über das trockene Moränenfeld übergeschoben wurde. Vergleicht man diese Bilder noch mit jenen des Juncalgletschers von 1910 (Abb. 11 und 12), so ist die fast vollkommene Analogie beider Eisbewegungen sehr auffallend. Beim Nevadogletschervorstoss ist erst recht die Herleitung der gesamten in Bewegung geratenen Eismassen aus Lawinen- oder Firn- und Gletscherabstürzen ausgeschlossen.

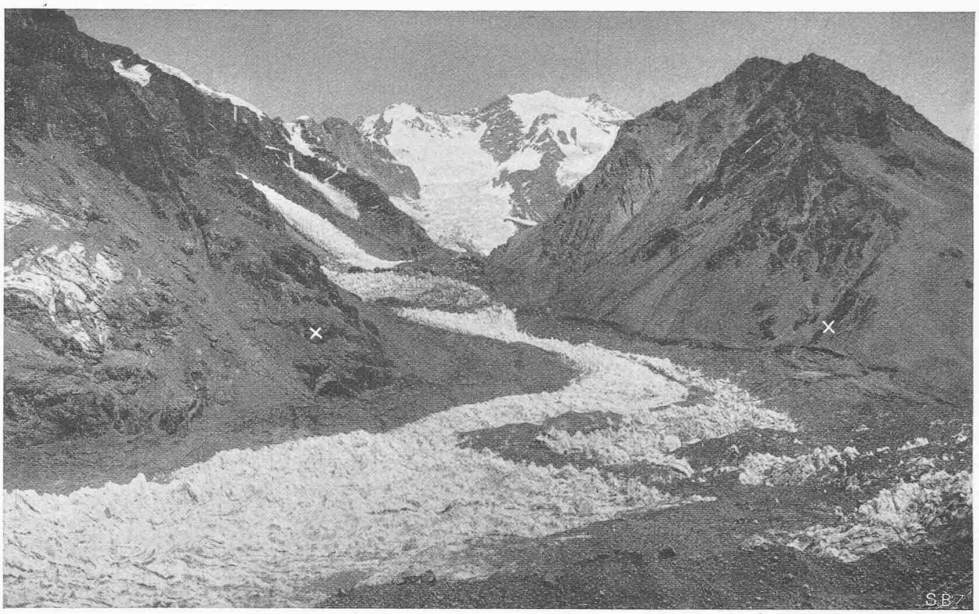


Abb. 11. Juncal-Gletscher im **Januar** 1910 (vgl. die identischen ×-Punkte in Abb. 12) Phot. Reichert

Nach dieser Uebereinstimmung muss man auch die Herkunft der Nevado-Eismassen auf ein rasches Abgleiten der hangenden Firn- und Eisschichten zurückführen oder mit andern Worten auf einen aussergewöhnlichen Vorstoss des hellen Eises, zur Hauptsache aus dem Nevado-Firnkessel, und dessen Ueberschiebung über das dunkle Eis und über das Moränenfeld im Plomotal.

Im inneren Nevadotale ist eine Neigung von etwas über 15° (alte Teilung) vorhanden, dort konnte sich Eis auf Eis bewegen. Da der Reibungskoeffizient Eis auf Eis sehr klein ist, würde diese Neigung vollauf genügen, um das Abgleiten zu ermöglichen, selbst wenn Moränenlagen oder Innenmoränen verzögernd gewirkt haben.

Wir kennen die Lage des Zungenendes im dunklen Eise nicht, da dieses Zungenende noch unter der übergeschobenen Decke hellen Eises liegt. Die Vermutung liegt nahe, dass auch der Nevadogletscher vor Auslösung der Ueberschiebungen wie die übrigen Gletscher im Rückzug begriffen war, das Zungenende also im innern Nevadotale lag. Der Vorstoss erfolgte somit rd. 2 km weit über die trockene Moräne. Das mag unwahrscheinlich scheinen. Man kennt aber von den Grundlawinen her die Erscheinung, dass an der Spitze der Lawine stets sämtliche Unebenheiten der Unterlage mit Schnee ausgefüllt werden und dass darin und im nachfolgenden Schnee stets neue Scherflächen und Gleitflächen entstehen. Aehnliches ereignete sich auch beim aussergewöhnlichen Nevadogletschervorstoss. Die Hauptmasse glitt mit Eis auf Eis bis zum Rio Plomo.

Die beim Nevadogletscher-Vorstoss bewegte Eismasse zeigte als Ganzes typische Fluidalformen, nämlich:

im Ursprungsgebiet der Bewegung (im Gebiet des Stoffverlustes): Klaffende nach oben gebogene Spalten, senkrecht zu den dort vorherrschenden Zugkräften, Scherflächen an den Rändern der Eismasse, Absackungen;

in der Bewegungsbahn: Scherflächen an den Rändern, Wülste und Absackungen in der Mitte der Bahn;

im Ablagerungsgebiet: nach unten gekrümmte Wülste und Wellen in verschiedenen Scharungen, entsprechend den dort herrschenden Druckkräften.

Alle diese Formen zeigt der Nevado-Vorstoss mit grosser Deutlichkeit[4]), aber wie *Albert Heim* [1, 4] längst gelehrt hat, sagen Fluidalformen nichts aus über Ursachen und Dauer einer Bewegung. Die selben Fluidalformen sind vorhanden in Gletschern, Lavaströmen, Murgängen, Erdrutschen und selbst bei Bergstürzen, also bei Bewegungen verschiedenen Materiales, verschiedenen Ursprunges, und bei Bewegungen, die Jahre oder nur wenige Sekunden gedauert haben.

King [8] hat als erster die Theorie einer raschen Entstehung des Eisdammes im Plomotal und einer raschen Auffüllung des Stausees aufgestellt und damit eine sehr wertvolle Erkenntnis gefördert. Daraus, dass er die Herkunft der Eis- und Firnmassen des «Dammes» aus einer Lawine abgeleitet hat, möchte ich kein grosses Wesen machen[5]).

Wenn wir die allgemeine Abnahme der Gletscher mindestens bis 1934 als normale, periodische Gletscherschwankung auffassen, die Vorstösse des Juncal- und Nevadogletschers aber als aussergewöhnliche, so haben wir damit eigentlich nur eine Klassierung vorgenommen, nichts aber ausgesagt über das innere, mechanische Wesen dieser Bewegungen. Wir erreichen auch nicht viel mehr, wenn wir noch die auslösenden Ursachen untersuchen.

Mit den nach Gletscherausbrüchen jeweils auftauchenden Gerüchten, nach denen sich im Innern der Gletscher verborgene Seen entleert haben sollen, möchte ich mich nicht lange beschäftigen. Auch Klimaschwankungen können kaum für die aussergewöhnlichen Eisbewegungen verantwortlich gemacht werden, da diese Vorstösse beim Juncal- und erst recht beim Nevado-Gletscher zu gross und zu sehr örtlich begrenzt waren in ihrem Gegensatz zum Zustand aller übrigen Gletscher. Gegen eine

[4]) Besonders deutlich sind die Absenkungen der Eismassen und die Absackungspalten im Nevado-Firnkessel.

[5]) Entgegen dieser Auffassung hat die Anden-Kommission des argentinischen Touring Club den Nevadogletschervorstoss als eine normale Bewegung gedeutet, die spätestens 1912 begonnen und langsam und kontinuierlich erfolgt sein soll. Aber das ganze, mühsam errichtete Gebäude ihrer sehr sonderbaren Beweisführung fiel kläglich zusammen durch die schon erwähnten Ergebnisse der photogrammetr. Aufnahmen von 1930.

Abb. 13. Nevadogletscher 1910 mit stark zurückgezogener Zunge Phot. Helbling

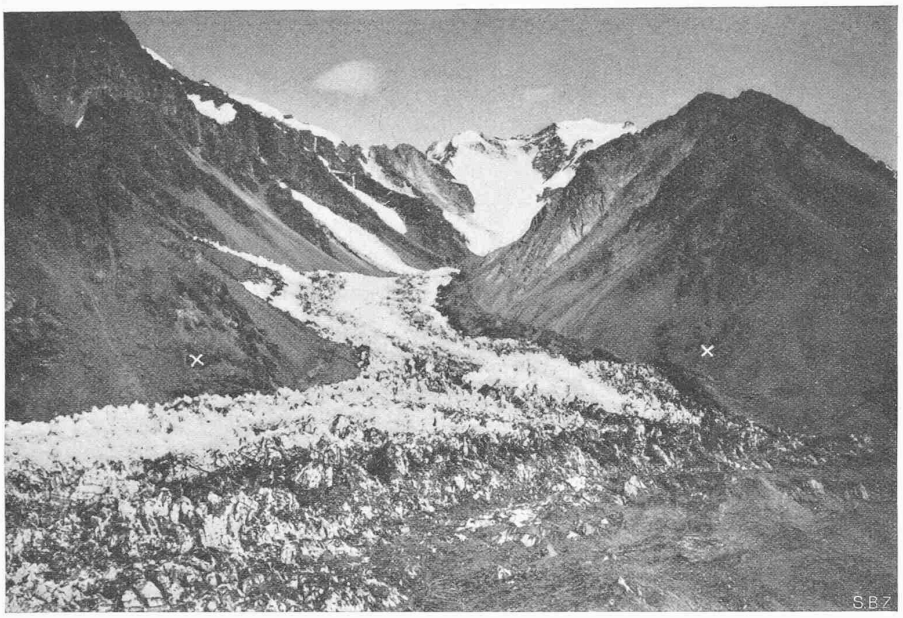


Abb. 12. Juncal-Gletscher, im **Dezember** 1910 (vgl. identische ×-Punkte in Abb. 11) Phot. Helbling

Klimaschwankung sprechen auch die isolierten Firnfelder im Nevadogebiet, die von 1910 bis 1934 ihre äussere Begrenzung bis in Einzelheiten bewahrt haben (vgl. Abb. 13 mit 14, auch Abb. 11 mit 12, oben links).

Plausibler scheinen andere Bewegungsauslöser. Tektonisch wären Erdbeben und Wasserzuflüsse nicht ausgeschlossen. Es könnte allerdings der Einwand gemacht werden, es sei nicht wahrscheinlich, dass z. B. Erdbeben jeweilen nur bei einem der beiden so benachbarten Gletscher grosse Eisbewegungen ausgelöst hätten. Einwände dieser Art sind nicht stichhaltig, denn nur dann erfolgt ein Vorstoss, wenn zu den äusseren Ursachen auch die innere Disposition des Gletschers vorhanden ist.

*

Rätselhafte Gletschervorstösse viel grösseren Ausmasses und mit abnormaler Geschwindigkeit der Bewegung sind auch aus andern Gebieten bekannt, aus Grönland, Alaska und namentlich aus dem Karakorum.

Ueber die letztgenannten hat *K. Mason* [10] im Oktober 1934 in einer Sitzung der «R. Geogr. Soc.» London äusserst interessante Mitteilungen gemacht. Die aussergewöhnlichen Gletschervorstösse und die damit verbundenen Flussabdämmungen sind im Karakorum viel gewaltiger als in den Cordilleren von Mendoza. Auf Grund langjähriger Beobachtung glaubt K. Mason auch bei den aussergewöhnlichen Gletschervorstössen eine gewisse Periodizität feststellen zu können. Er führt z. B. aus: «Es scheint einige Berechtigung für die Annahme vorhanden zu sein, dass der Chong-Kumdum-Gletscher aus irgend einem Grunde vorrückt und das Shyoktal abdämmt in Perioden, die schätzungsweise 45 Jahre auseinander liegen, und dass er eine Gefahr für die nächsten acht oder neun Jahre bleibt»[6]). *Ph. C. Vissers* [9, 12, 13] hat 1929 den Stausee hinter dem vorgestossenen Ende des Chong-Kumdum-Gletschers auf 1475 Mio m³ berechnet (Breite bis 1200 m, Tiefe bis 150 m). Das Getöse des Ausbruches soll in 30 km Entfernung noch deutlich wahrnehmbar gewesen sein. An einem andern Gletscher (Sultan Chhudku-Gletscher) hat *Ph. C. Vissers* eine ähnliche Absenkung und einen ähnlichen Eisabfluss wie wir am Nevado-Gletscher beobachtet, nur sind auch dort die Massen weit grösser als in den Anden. Nach *Ph. C. Vissers* ist vermutlich auch jener Eisabfluss mit ausserordentlicher Strömungsgeschwindigkeit erfolgt.

In den Alpen sind aussergewöhnliche Gletschervorstösse der beschriebenen Art bis jetzt nicht beobachtet worden. Es sind allerdings einzelne sehr rasche Vorstösse vorgekommen, aber diese erfolgten in Perioden normaler Gletscherzunahme (Vernagtferner bis 12 m im Tage[7]), Suldengletscher usw.). Es ist jedoch einleuchtend, dass sich die Gefährlichkeit auch solcher Vorstösse durch nichts unterscheidet von jener der aussergewöhnlichen Eisbewegungen. Auch normale Vorstösse können katastrophale Folgen haben, sofern die Gefahr einer Flusstauung übersehen oder nicht rechtzeitig erkannt wird. Dazu liefert die alpine Gletscherchronik genügend Beispiele.

Man kann sich allerdings auch fragen, ob nicht das Verhalten jener Einzelgänger unter den alpinen Gletschern, die mitten unter allgemeiner Gletscherabnahme Vorstösse vollbringen, zu den aussergewöhnlichen Gletscherschwankungen zu rechnen sei. Sollte das der Fall sein, so wäre das Charakteristikum aussergewöhnlicher Gletscherschwankungen lediglich deren Eintreten ausserhalb der normalen, allgemeinen Perioden und die grosse Geschwindigkeit nur eine Folge besonderer Eigenschaften der Gletscher; der Deckenbildung (Argentinische Anden) oder der grossen Eismengen oder beider Ursachen zusammen (Karakorum).

Nicht alle Gletschervorstösse sind gefährlich. Die Gefährlichkeit ist immer an die Möglichkeit der Bildung einer Flussstauung und des mehr oder weniger plötzlichen Durchbruches des Staudammes gebunden.

Ein Vorstoss, der keinen nennenswerten Stauraum schafft, ist daher harmlos, wie z. B. jener des Juncalgletschers im Jahre 1910. Gefährlicher können Vorstösse von

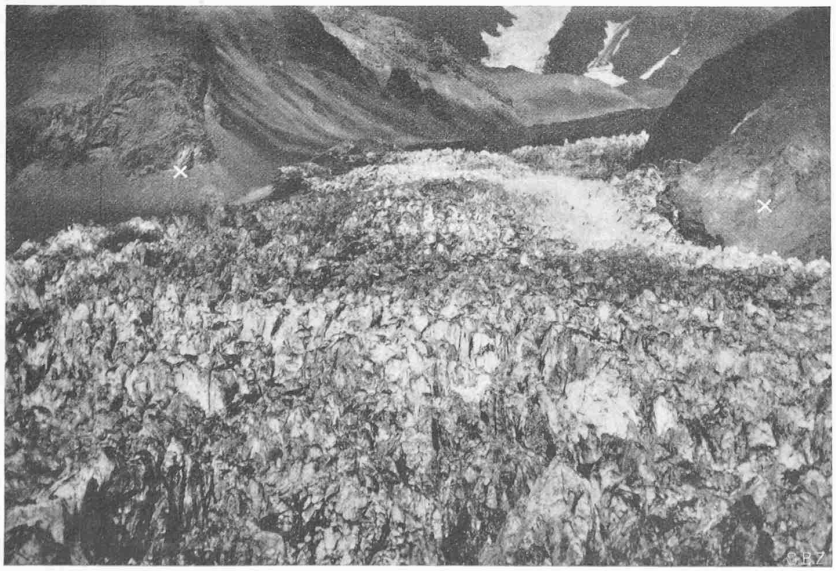


Abb. 14. Nevado-Gletscher Februar 1934 (vgl. identische ×-Punkte in Abb. 13) Phot. A. T. R.

[6]) Auf eine gewisse Periodizität der Vorstösse, allerdings noch unbekannter Dauer, möchte man auch beim Juncal- und Nevadogletscher schliessen aus der Tatsache, dass beide Vorstösse sich an natürliche Grenzen halten. Der Juncalgletscher ist bis zur Stirnmoräne seines Zungenfeldes vorgerückt, der Nevadogletscher fast genau bis an den Rand seines alten, trockenen Moränenvorfeldes.

[7]) Diese Tagesgeschwindigkeit der Eisbewegung schien damals fast unerhört, sie wurde aber erreicht und übertroffen schon in den 80er Jahren des vorigen Jahrhunderts nach Messungen an den grossen grönländischen Gletschern (Abflüsse vom Inlandeis):

Jakobshaven	15,6 m
Itiodliarsk	8,8 m bis 14,4 m
Gr. Karajak	7,8 m bis 11,9 m
Torsukatak	7,8 m
Angpadlartok	10 m bis 31 m

(Siehe Jahrbuch Schweiz. Alpen Club, Bd. XXIV, 1889. *F. A. Forel:* «Les variations périodiques des glaciers des Alpes», S. 373).

Seither sind noch grössere Tagesgeschwindigkeiten aus verschiedenen Gletschergebieten allgemein bekannt geworden.

Die vom Vernagtferner verursachten Katastrophen sind ausführlich beschrieben in der grundlegenden Monographie von *S. Finsterwalder* [5].

Hauptgletschern werden, wenn sie zur Bildung von Randseen[8]) oder zu Stauungen in Seitentälern führen. Am gefährlichsten aber sind Vorstösse aus Seitentälern, die das Haupttal abdämmen, weil solche Abriegelungen der Hauptentwässerung zu sehr rascher Füllung der Stauräume führen, wie z. B. der Vorstoss des Nevadogletschers.

Es ist nun sehr zu beachten, wie schon *Albert Heim* [4] betont hat, dass ein Gletscher, der einmal eine Katastrophe veranlasst hat, diese wiederholen wird, da er die Tendenz in sich hat, jenen Zustand wieder zu erreichen, den er vor dem Eintreten der Katastrophe schon einmal inne hatte.

Aber selbst den aussergewöhnlichen und gefährlichsten Gletschervorstössen könnte ein grosser Teil ihrer Gefährlichkeit genommen werden, wenn die inneren Bedingungen für Vorstösse oder die Dauer der Zu- oder Abnahmeperioden bekannt wären. Davon sind wir jedoch noch weit entfernt, denn noch ist das schwierigste aber auch schönste Problem ungelöst, das Problem der Bewegungsvorgänge im Gletschereis. Die verschiedenen Theorien, die sich neuerdings an die Namen *S. Finsterwalder* [5], *H. Hess* [2], *M. Lagally*, *H. Philipp* [7], *A. Holl* und vieler anderer knüpfen, sind noch scharf umstritten [vgl. auch Heim 1, Flaig 3].

Die Gletscher sind, geologisch aufgefasst, Gesteinskörper und sind und bleiben als solche Gegenstand geologischer Beobachtungsmethoden, mit Einschluss kristallographischer und petrographischer Untersuchungen. Aber die Lösung des Problems verlangt neben geologischer Forschung ebenso dringend: physikalisch-experimentelle und physikalisch-analytische Behandlung. Diese Forderung ist nicht neu. Ihre Erfüllung wäre nur die Wiederaufnahme der alten, vielseitigen Methoden von *Agassiz*, *Tyndall*, *Forbes*, *Forel*, *Hagenbach* u. a., jener klassischen Zeit der Gletscherforschung, die durch die Herausgabe des Handbuches der Gletscherkunde von *Albert Heim* ihren glänzenden Abschluss fand.

Die Häufung eines ungeheuren und vielseitigen Beobachtungsmateriales aus den Alpen und die rasch sich mehrende Kenntnis der noch in maximaler Entwicklung stehenden Gletscher der Arktis und Zentralasiens verlangen erneute und vertiefte Zusammenarbeit verschiedener Wissenschaften.

Die Führung in der Gletscherforschung ist schon seit einiger Zeit unverkennbar in die Ostalpen abgerückt durch die verdienstvolle Tätigkeit von *S. Finsterwalder*, *H. Hess*, *von Klebelsberg* und ihrer vielen Mitarbeiter und dank der materiellen Mithilfe akademischer Institute und alpiner Vereinigungen. Diese Tatsache ist an und für sich noch kein Unglück, aber sie sollte ein Ansporn sein zu gleichwertigen schweizerischen Leistungen wenigstens in den Grenzen unserer materiellen Hilfsmittel. Ich möchte damit ja nicht bisherige schweizerische Arbeiten herabsetzen. Die Herausgabe des Rhonegletscherwerkes, die Arbeiten der Zürcher Gletscherkommission, die Tiefenmessungen an den Gletschern, die jährliche Kontrolle aller Gletscherzungen und vieles andere mehr sind sehr gute Leistungen, aber sie allein genügen nicht mehr zum Schritthalten.

Die Gletscherforschung kann heute nicht mehr Sache einer einzelnen Stelle sein, sie ist so vielgestaltig, dass sie unbedingt eine Aufteilung auf verschiedene wissenschaftliche Institute nötig hat und doch wieder deren Zusammenarbeit bedarf. Dringend ist namentlich die Verfeinerung der Messmethoden. Man kann sich nicht mehr mit Beobachtung in langfristigen Zeitintervallen begnügen, mit Mittelwerten, die über die tatsächlichen Bewegungsvorgänge wenig oder nichts auszusagen vermögen. Die Gletscherforschung muss sich auch die Arbeitsmethoden der Materialprüfungsanstalten, der Erdbaulaboratorien usw. aneignen. Aus dem jüngst von der geotechnischen Kommission herausgegebenen Beitrag zur Geologie der Schweiz (Hydrologie, Lief. 3) über den «Schnee und seine Metamorphose» konnte entnommen werden, wie vielfache Beziehungen zwischen Schnee- und Erdbauforschung vorhanden sind [14].

Die Beziehungen vom Gletschereis zu festen Gesteinen und Metallen und zu Lockergesteinen sind nicht geringer. Das Gletschereis liegt allerdings nahe an der Schmelztemperatur und ist damit in einem Ausnahmezustand, aber anderseits ist doch besonders hervorzuheben, dass das Innere keines andern festen Körpers so leicht zugänglich ist wie das Innere der Gletscher. Kein anderer Körper eignet sich daher so gut zum Studium des Gleichgewichtszustandes und der Bewegungsvorgänge im Innern eines festen Körpers wie das Gletschereis, sei es, dass natürliche Spalten, Bohrlöcher, Schächte oder Stollen zur Beobachtung benutzt werden.

[8]) Vergl. z. B. *O. Lütschg:* die Abflussverhältnisse des Märjelen-Sees, in «SBZ» Bd. 68, S. 149* (1916).

Die Erkenntnis, dass sehr bedeutungsvolle Analogien zwischen den Problemen der Eisbewegung und den Problemen des Erdbaues, des Tunnelbaues und des Wasserbaues vorliegen, ist der Grund, weshalb die Gletscherforschung auch für den Ingenieur, wissenschaftlich und praktisch, von so grossem Interesse ist.

Auswahl aus der Literatur.

[1] *Albert Heim:* 1885, Handbuch der Gletscherkunde.
[2] *H. Hess*: 1904, Die Gletscher.
[3] *Walther Flaig:* 1938, Das Gletscherbuch.
[4] *Albert Heim:* 1895, Die Gletscherlawine an der Altels. 98. Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft Zürich.
[5] *S. Finsterwalder:* 1897, Der Vernagtferner. «Wissenschaftliche Ergänzungshefte des Deutsch-Oesterr. Alpenvereins». Nr. 1.
[6] *R. Helbling:* 1919, Beiträge zur topograph. Erschliessung der Cordilleren der Anden zwischen Aconcagua und Tupungato. XXIII. Jahresbericht des Akadem. Alpenclub Zürich.
[7] *H. Philipp:* 1920, Geolog. Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und der Entstehung der Gletschertextur. Neues Jahrbuch f. Min. etc. Beilage-Bd. XLIII.
[8] *W. D. V. O. King:* 1934, The Mendoza River Flood of 10.—11. Jan. 1934, Argentina. «Geogr. Journ.», vol. LXXXIV.
[9] *Ph. C. Vissers:* 1934, Gletscherbeobachtungen im Karakorum etc. «Zeitschrift für Gletscherkunde», Bd. XXII.
[10] *K. Mason:* 1935, The study of threatening glaciers. «Geogr. Journal», vol. LXXXV.
[11] *R. Helbling:* 1935. The origin of the Rio Plomo Ice-Dam. «Geogr. Journal», vol. LXXXV.
[12] *Ph. C. Vissers:* 1938, Wissensch. Ergebnisse d. niederländ. Expeditionen i. d. Karakorum. Bd. II, Lief. 1, IV. Glaziologie.
[13] *R. v. Klebelsberg:* 1939, Visser's Karakorum-Glaziologie. «Zeitschrift f. Gletscherkunde», Bd. XXVI.
[14] *H. Bader, R. Haefeli, E. Bucher usw.*: 1939, Der Schnee und seine Metamorphose, Beiträge z. Geologie d. Schweiz. Geotechn. Ser. Hydrologie, Lief. 3, Herausgeber Geotechn. Kommission usw.

MITTEILUNGEN

«Gleichspeichernde Ziegeldicke». Der Begriff «gleichwertige Ziegeldicke» gilt für die Dicke (cm) einer *Voll*ziegel-Aussenmauer von gleichem Wärmedurchgang wie die zu vergleichende Wand[1]). Sie gilt aber nur für den seltenen Fall des Beharrungszustandes. Die Wärmespeicherung der Wände gleicht den Abkühlungs- und Anheizvorgang aus. Zur Beurteilung der Speicherfähigkeit und damit des Verhaltens bei nicht-beharrendem Wärmedurchgang schlägt Bruchmayer im «Gesundh.-Ing.» 1940, Nr. 6 den Begriff «gleichspeichernde Ziegeldicke» vor, d. h. die Dicke einer *Voll*ziegel-Aussenmauer von gleicher Wärmespeicherung wie die untersuchte Wand.

Am anschaulichsten wird die Speicherfähigkeit durch das Verhältnis des stündlichen Wärmeverlustes q und der gespeicherten Wärmemenge W eines Quadratmeters Wandfläche im Beharrungszustand, d. h. mit q/W oder dem Umkehrwert W/q dargestellt. Dieser gibt jene Zeit (Durchflusszeit) in h an, die verging, bis die in 1 m² der Wand gespeicherte Wärme W durch diese Wand mit dem Beharrungswärmeverlust q abfliessen würde. Dabei ist q das Produkt aus Wärmedurchgangszahl und Temperaturunterschied, W das Summen-Produkt aus m²-Gewicht, spez. Wärme und Mitteltemperatur jeder Schicht der Wandkonstruktion. Grosse Durchflusszeit (W/q) oder gute Wärmespeicherung liegen vor bei hohem Gewicht, grosser Wanddicke, grosser spez. Wärme und bei kleinem Wärmeverlust (kleiner Wärmeleitzahl, grosser Wanddicke). Der Weg zur Ermittlung der gleichspeichernden Ziegeldicke d_s ist folgender. Für jede Ziegelmauerdicke lässt sich die zugehörige Durchflusszeit $z = W/q$ berechnen und die Werte in einer Kurve auftragen. Ihre analytische Form lautet praktisch $d_s = 6{,}5\sqrt{z} - 3$ cm. Für jede andere Wand mit berechneter Durchflusszeit kann aus der Kurve oder der Formel die gleichspeichernde Ziegeldicke d_s entnommen werden.

Eine Reihe vom Verfasser auf ihre Wärmespeicherung untersuchter Baukonstruktionen lässt folgende Schlüsse zu: Die Unterschiede der Durchflusszeiten sind grosse; es liegt daher gute Unterscheidungsmöglichkeit vor. Die Grenze zwischen ausreichender und ungenügender Speicherung liegt bei etwa 10 h Durchflusszeit, entsprechend 17 cm gleichspeichernder Ziegeldicke. Bemerkenswerterweise speichern Hohlziegelmauern besser als gleich dicke Vollziegelwände. Gute Hohlsteine ohne Wärmebrücken reichen bei 25 cm Stärke an die Speicherung der 38 cm Vollziegelmauern heran. Trotz gelegentlich sehr hohen Wärmeschutzes speichern Leichtwände oft ungenügend, besonders wenn durch innenliegende Luftschichten die Wand in das Gebiet tiefer Lufttemperaturen gerückt ist. Um unliebsame Ueberraschungen zu vermeiden, sollte daher ausser der «gleichwertigen» auch immer die «gleichspeichernde» Ziegeldicke bekannt sein. Durch innenseitig angebrachte Isolierschichten wird die Massivmauer in den Bereich niedrigerer Mitteltemperaturen gerückt, dabei

[1]) Vgl. auch «Wärmeschutz in Wohnungsbauten» von *O. Stadler* in Bd. 112, S. 254* (19. Nov. 1938).