Gletscherschwankungen und Gletscherbewegungen

Autor(en): **Haefeli, R.**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische Bauzeitung**

Band (Jahr): **74 (1956)**

Heft 44

PDF erstellt am: **24.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-62731

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Gletscherschwankung und Gletscherbewegung

DK 551.311.125

Von Prof. Dr. **R. Haefeli**, Zürich, Gletscherkommission der S. N. G. Schluss von Bd. 73 (1955), Nr. 44, S. 696 Hierzu Tafel 55/56

III. Zusammenfassung und Ausblick

Die Ergebnisse der vorliegenden Studie, die sich nur mit einem engen Ausschnitt der zwischen Gletscherschwankung und Gletscherbewegung bestehenden Zusammenhänge und Wechselwirkungen befasst, lassen sich — unter besonderer Berücksichtigung der bald 100jährigen Gletscherkontrolle in den Alpen — etwa wie folgt zusammenfassen:

1. Im untersten Teil flacher Gletscherzungen gelten relativ einfache Beziehungen *zwischen der Schwankung (Gestaltänderung) einerseits und dem Bewegungsmechanismus (Kriechen und Gleiten) des Gletschers* andererseits (Gl. 7 und 8). In Perioden intensiven Gletscherschwundes reduziert sich in der Regel die Bewegung am Ende der Gletscherzunge auf einen reinen Kriechvorgang (Druckzone), indem die Gleitbewegung an der Gletschersohle nicht nur im Winter, sondern auch im Sommer ganz aufhört oder so klein wird, dass sie praktisch keine Rolle spielt.

Eine *stationäre* Gletscherzunge ist nur denkbar, wenn die jährliche Ablation durch den Eisnachschub, der am Zungenende zum grössten Teil auf der Gleitbewegung beruht, gerade ausgeglichen wird (Spezialfall). Während somit in intensiven Schwundperioden die Geschwindigkeit des «Rückzuges» der Gletscherzunge vor allem von der Grösse der Ablation abhängt, wird umgekehrt die Geschwindigkeit eines «Gletschervorstosses» in erster Linie durch das Mass der Gleitgeschwindigkeit bedingt.

2. Sobald am untersten Ende der Gletscherzunge die *Gleitbewegung* praktisch aufhört, während die Kriechbewegung innerhalb der Eismasse relativ klein ist, so ergeben sich einfache kinematische *Relationen zwischen der Ablation und der Längenänderung der Zunge,* bezogen auf das hydrologische Jahr als Messperiode (Gl. 5 und 6).

In diesem Spezialfall, der zurzeit in den Alpen die Regel bildet, kann somit bei gemessener Aenderung der Zungenlänge auf die Ablation geschlossen werden und vice-versa. Dadurch gewinnen die von der Gletscherkommission der S. N. G. in Zusammenarbeit mit den Forstbehörden seit 75 Jahren jährlich durchgeführten Zungenmessungen erhöhte Bedeutung [6]. Es dürfte sich lohnen, dieselben weiter auszubauen, indem z. B. in Zukunft auch die mittlere Neigung der Gletscheroberfläche und der Gletschersohle festgestellt wird. In diesem Sinne werden von der genannten Kommission zurzeit neue Richtlinien zwecks einer schärferen Erfassung der Zungenänderungen herausgegeben.

3. Wie bei der Schneedecke, so setzt auch das *Gleiten des Gletschers auf seiner Sohle* in der Regel die Mitwirkung der flüssigen Phase voraus, d. h. der Gleitvorgang ist *temperaturbedingt.* In diesem Zusammenhang sei erwähnt, dass die Geschwindigkeit an der Gletscheroberfläche im oberen Zungengebiet einen deutlichen Jahresrhythmus zeigt, wobei sie im Sommer ein Maximum und im Winter ein Minimum erreicht. Diese saisonbedingte Geschwindigkeitsschwankung dürfte grösstenteils auf einer Aenderung der Gleitkomponente beruhen, indem die Gleitgeschwindigkeit während der Ablationsperiode infolge vermehrtem Schmelzwasseranfall an der Gletschersohle ansteigt. Dabei kann in der Kontaktschicht Eis/Fels auch *druckgespanntes Porenwasser* auftreten, wodurch die Reibung stark vermindert wird.

Hört das Gleiten auf der Sohle im Winter ganz auf, so gibt die *Differenz zwischen den momentanen Geschwindigkeiten der Gletscheroberfläche und dem entsprechenden Minimalwert im Winter* einen ersten Anhaltspunkt über die Grösse der Gleitkomponente und deren jährliche Schwankung.

4. Der vor allem durch den Gleitvorgang bedingte *Jahresrhythmus der Bewegungsgeschwindigkeit* ist aus den Bildern 16 und 17 gut erkennbar. Durch den sommerlichen Schmelzwasseranfall wird die Gletscherbewegung im Bereich der Steilstufe vorübergehend stärker aktiviert als in der unterhalb liegenden Abflachung (Druckzone). Daraus darf geschlossen werden, dass der am Fusse der Steilstufe wirksame Bewegungsdruck einem Jahresrhythmus unterworfen ist, wobei der Längsdruck während der sommerlichen Ablationsperiode ein Maximum und im Winter ein Minimum erreicht. Die Folge ist die Bildung einer jährlichen Druckwelle im Sommer infolge des plastischen Ausweichens der Eismasse gegen die freie Oberfläche (Querdehnung bei konstantem Volumen).

Sofern jedes Jahr eine solche Druckwelle unterhalb der Steilstufe — als besondere Form der sogenannten Ogiven — entsteht, kann diese Wellenbildung dazu benützt werden, um die Fliessgeschwindigkeiten der Gletscheroberfläche terrestrisch oder aus der Luft angenähert zu bestimmen. Dies deshalb, weil die Wellen gleichsam als natürlich erzeugte Schwimmer betrachtet werden können, wobei der mittlere Abstand der Wellenberge (Wellenlänge) längs einer Stromlinie der mittleren Jahresgeschwindigkeit der betreffenden Stelle entspricht. Man braucht also nur innerhalb einer bekannten Strecke einer Stromlinie, deren Richtung an der Längsstreifung der Gletscheroberfläche abgelesen werden kann, die Zahl der Wellen abzuzählen, um sich über die Geschwindigkeitsverhältnisse in der betreffenden Zone zu orientieren.

Diese Zusammenhänge, die in der Schweiz erstmals am Mont Collongletscher festgestellt wurden [27, 28], erleichtern z. B. die Kontrolle der Gletscherbewegung überall da, wo derartige Ogivenbildungen beobachtet werden, was nicht zuletzt für die während des geophysikalischen Jahres geplanten glaziologischen Untersuchungen von Interesse ist.

5. Die Frage, ob der Gletscher auf der Sohle gleitet oder nicht, spielt für die *glaziale Erosion* eine entscheidende Rolle. Wenn nämlich der Gletscher nicht auf der Sohle gleitet — sei es, indem er an der Sohle angefroren ist oder aus andern Gründen — *so gibt es in der Regel keine Erosion.* Dies gilt natürlich nur unter der Voraussetzung, dass die Scherbeanspruchung des Gesteins infolge Eisauflast und Bewegungsdruck kleiner bleibt als dessen Scherfestigkeit. Daraus folgt, dass auch die glaziale Erosion weitgehend durch die Temperaturverhältnisse der Kontaktschicht bestimmt wird und dass z. B. im Zentrum des grönländischen Inlandeises, wo das Eis nach neueren Hypothesen an der Felssohle angefroren ist (Permafrost) und die Scherspannungen relativ klein sind, zurzeit kaum Erosion stattfindet [29, 30]. Ganz anders in jenen Randgebieten des Inlandeises, wo das Erreichen des Druckschmelzpunktes an der Gletschersohle lokal den Gleitvorgang und damit das Einsetzen der Erosion ermöglicht.

Auf Grund dieser Hypothese dürfte die Bildung der gewaltigen Eisströme, die sich — den Eistransport kanalisierend — bis weit ins Innere des Inlandeises hineinziehen (Bild 18) und welche die tiefen Fjorde mit ihrer typischen Trogform geschaffen oder zum mindesten geformt haben (Bild 19), eine Erklärung finden. Ihre Nachprüfung bildet eines der Ziele der in Vorbereitung begriffenen internationalen glaziologischen Grönlandexpedition (EGIG), an der die Schweiz massgebend beteiligt ist.

6. Der intensive *Gletscherschwund der letzten hundert Jahre,* der nur durch den kurzen Gletschervorstoss der zwanziger Jahre unterbrochen wurde, lässt sich in drei ungefähr gleich lange Perioden unterteilen, von denen die erste und die letzte besonders intensiv waren (vgl. Bild 2 und 9).

7. Für die letzten 20 bis 30 Jahre kann die Grössenordnung der jährlichen *Verkleinerung des vergletscherten Areals* in den Alpen auf rund 0,5 % und für die vorangehende, rd. 50jährige Periode auf rund 0,3 % geschätzt werden.

Die während intensiven Schwundperioden beobachteten jährlichen Verkürzungen der Gletscherzungen (Rückzug) sind unter sonst gleichen Verhältnissen annähernd dem Höhenabstand von der Firnlinie proportional. Während des hundertjährigen Gletscherschwundes hat die Länge der flachen Zun-

gen um rd. 1—2 km abgenommen. Während am Rhonegletscher in den 80er Jahren Verkürzungen bis über 50 m pro Jahr gemessen wurden, sind noch in den letzten Jahrzehnten durchschnittliche Verkürzungen bis zu 25 m und mehr wiederholt festgestellt worden (vgl. Tab. 2).

Die prozentuale Anzahl der weiter abnehmenden Gletscherzungen ist aus Tabelle 6 ersichtlich, deren Daten den jährlichen Veröffentlichungen der Schweiz. Gletscherkommission in den «Alpen» entnommen sind [6].

Tabelle 6. Anzahl der abnehmenden Gletscherzungen seit 1950 in % der total beobachteten (Rest stationär oder im Vorstoss)

Jahr	total beobachtet	Davon im Rückzug begriffen Anzahl	%
1949/50	80	79	99
1950/51	80	63	79
1951/52	49	46	94
1952/53	76	70	92
1953/54	73	65	89
1954/55	76	50	66

8. *Die Höhenänderung der Gletscheroberfläche* im Laufe der letzten 30 Jahre ist durch eine exponentielle Zunahme des Höhenverlustes mit abnehmender Meereshöhe gekennzeichnet (Bild 14). Dividiert man die jährliche Volumenänderung (Eis) eines Gletschers durch dessen Oberfläche, so erhält man die *mittlere Höhenänderung der Gletscheroberfläche.* Auf Grund der in den Ostalpen und am Aletschgletscher durchgeführten Untersuchungen schätzen wir den mittleren Höhenverlust der Gletscheroberflächen in den letzten 30 Jahren auf rund 0,6 m pro Jahr.

9. Die Messungen ergaben, dass die *Höhenabnahme der Gletscheroberfläche im Gebiete der Firnlinie* insofern besonders repräsentativ ist, als sie annähernd dem mittleren Höhenverlust der Gletscheroberfläche entspricht. Sollte diese Regel durch umfassendere Untersuchungen bestätigt werden, so würde dies eine wesentliche Vereinfachung der Volumenkontrolle der Gletscher bedeuten, was im Hinblick auf die während des geophysikalischen Jahres 1957/58 durchzuführenden und über die ganze Erde verteilten glaziologischen Beobachtungen von Bedeutung ist.

10. Aus der mittleren Höhenabnahme der Gletscheroberfläche der letzten drei Jahrzehnte und der gesamten vergletscherten Fläche der Schweizeralpen (Mittleres Aufnahmendatum für die Landeskarte, etwa 1932, rd. 1556 km²) ergibt sich, dass der *mittlere jährliche Eisschwund* innerhalb unseres Landes rund eine Milliarde m³ betrug, entsprechend einem *Eiswürfel von rd. 1 km Seitenlänge.* Anderseits bedeutet dieser intensive Abbau der Gletscher nicht nur einen empfindlichen Substanzverlust, sondern auch eine sehr erhebliche *Mehrbelastung der Flüsse* hinsichtlich Wasser und Geschiebe. Die durch den Gletscherschwund vermehrte Wasserführung der Gletscherbäche macht sich — in Prozent der mittleren Niederschlagshöhe ausgedrückt — besonders stark in Gletschergebieten mit relativ geringen Niederschlägen bemerkbar. Beträgt z. B. die durchschnittliche jährliche Schwundhöhe 0,6 m Eis, so wird bei einer mittleren Niederschlagshöhe des betreffenden Gletschergebietes von 2,5 bzw. 1,5 m der Jahresabfluss am Gletschertor gegenüber demjenigen des stationären Gletschers um 22 % bzw. 37 % erhöht.

11. Abgesehen von der durch den Gletscherrückzug erfolgten Freigabe von instabilen Schuttmassen, welche die Geschiebeführung der Gletscherbäche vermehren, bringt der Gletscherschwund noch eine andere Gefahr: Die Bildung von *kurzlebigen Moränen- und Gletscherseen,* die oft in katastrophaler Weise ausbrechen und dadurch gefährliche Flutwellen erzeugen (vgl. Kap. II/3a). Der jüngste Fall — der plötzliche Ausbruch des seit etwa 15 Jahren in Entstehung begriffenen, zum Teil auf Eis aufruhenden Steingletschersees, dessen Abfluss in der Nacht vom 29./30. Juli 1956 die talseitig abschliessende Moräne durchsägte und eine Absenkung des Seespiegels um etwa 5,5 m bewirkte — bildet ein warnendes Beispiel (Bild 20).

In diesem Zusammenhang ist die Feststellung von Toteismassen von Bedeutung, wobei die in der Bodenmechanik verwendete leichte Rammsonde zum Auffinden der Eisoberfläche oft gute Dienste leistet [31]. Während beim Auftreffen auf einen harten Stein der Rammwiderstand sprunghaft ansteigt und die Sondierung in der Regel sofort abgebrochen werden muss, macht sich das Auffinden der Eisoberfläche in Form von Toteis, mächtigen Eislinsen oder von Permafrost durch den allmählichen Anstieg des Rammwiderstandes bis zum vollständigen Eindringen der Rammspitze unter den Eishorizont bemerkbar (ähnlich wie beim Antreffen einer Molasseoberfläche).

12. Im Sinne Albert Heims darf der *Gletscher als ein hochempfindliches Klimatoskop* angesprochen werden, das auf alle Formen der Klimaschwankungen reagiert und deren Einflüsse über Jahrzehnte und Jahrhunderte, in der Arktis sogar über viele Jahrtausende integriert.

Unter den zahlreichen meteorologischen Elementen, die den Gletscher beeinflussen, ist vorläufig die *Lufttemperatur* das einzige, das während der ganzen Periode des hundertjährigen Gletscherschwundes exakt gemessen wurde. Der Vergleich der 5- und 20jährigen Mittel der mittleren Lufttemperatur lässt den *Anstieg der 0-Isotherme* im Laufe der letzten hundert Jahre deutlich erkennen (Bild 13). Diesem Anstieg (Hebung), der durchschnittlich rd. 2 m pro Jahr betrug, geht nicht nur ein Anstieg der Vegetations- und Permafrostgrenze, sondern auch eine entsprechende Hebung der Gletscherzungen im Sinne einer Höhenverlegung der Gletschertore parallel (Bild 14).

Ob die in hochgelegenen Firngebieten, wie z. B. auf dem Jungfraujoch, seit 1950 beobachtete Hebung der Firnoberfläche eine Unterbrechung oder gar das nahe Ende der seit Jahrzehnten fortschreitenden Schwundperiode anzeigt, ist zurzeit noch völlig ungewiss (Bild 11).

Dass selbst die Gletscherschwankungen ein und derselben Hemisphäre nicht immer synchron verlaufen, geht z. B. aus der Tatsache hervor, dass in den im Staate Washington (USA) gelegenen Cascade Mountains seit 1949 ein bedeutender Gletschervorstoss im Gange ist, der als Zeichen für eine im Nordwesten der Vereinigten Staaten während des letzten Jahrzehnts eingetretenen Klimaverschlechterung (kühler und feuchter) angesprochen wird [33]. Dabei darf nicht übersehen werden, dass selbst zwei benachbarte Gletscher, die der gleichen Klimaschwankung ausgesetzt sind, je nach ihrem «Temperament» verschieden reagieren.

Auch die Frage, ob und in welchem Ausmass der Eistransport des grönländischen Inlandeises defizitär ist, ist heute noch nicht genügend abgeklärt [34—36]. Das Abschmelzen dieses grössten Gletschers der nördlichen Hemisphäre, dessen Eiskubatur auf Grund der seismischen Ergebnisse der französischen Polarexpeditionen von P. E. Victor auf rund 2,6 Mio km³ geschätzt wird, und dessen grösste Eismächtigkeit rd. 3200 m beträgt, hätte eine Hebung des Meeresspiegels von 6—7 m zur Folge. Anderseits muss berücksichtigt werden, dass sich hier jede grossräumige (Kontinentale) Aenderung der Eismächtigkeit auch durch entsprechende elastische Niveauänderungen des Felssockels und ausserdem durch isostatische Höhenänderungen auswirkt. Die Klimaschwankungen sind somit durch das Verhalten grosser Gletscher mit dem isostatischen Gleichgewicht der Erdkruste — als Ausdruck einer organischen Ganzheit — untrennbar verbunden.

Literaturangaben

[27] *R. Haefeli:* Some observations on glacier flow. «Journal of Glaciology» Vol. I, No. 9, p. 477—489, 1951.

[28] *A. Chuchlaine, M. King* and *J. D. Ives:* Glaciological observations on some of the outlet glaciers of South-West Vatnajökull Icland 1954. «Journal of Glaciology» Vol. 2, No. 18 und 19, 1956.

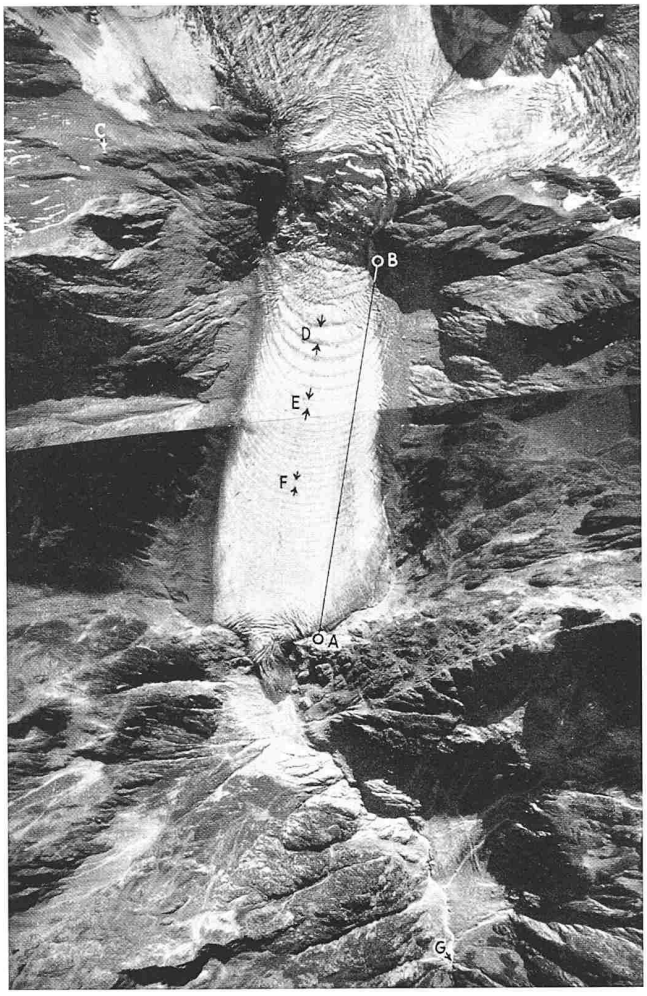
[29] *R. Haefeli* und *F. Brentani:* Observations in a cold ice cap. «Journal of Glaciology» Vol. 2, Nr. 18 und 19, 1956, und Mitteilungen VAWE Nr. 37.

[30] *G. de Q. Robin:* Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets. «Journal of Glaciology» Vol. 2, No. 18, p. 523—32, 1955.

[31] *R. Haefeli, G. Amberg* und *A. von Moos:* Eine leichte Rammsonde für geotechnische Untersuchungen. «Schweiz. Bauzeitung», 69. Jg., Nr. 36, 1951, und Mitteilungen VAWE No. 21.

[32] *R. Haefeli:* Fundationsprobleme des Lawinenbaues. «Strasse und Verkehr», Bd. 40, No. 9, 1954, und Mitteilungen VAWE Nr. 32.

[33] *K. B. Bengtson:* Activity of the Coleman Glacier, Mt. Baker, Washington, USA, 1949—55. «Journal of Glaciology» Vol. 2, No. 20, p. 708—713, 1956.



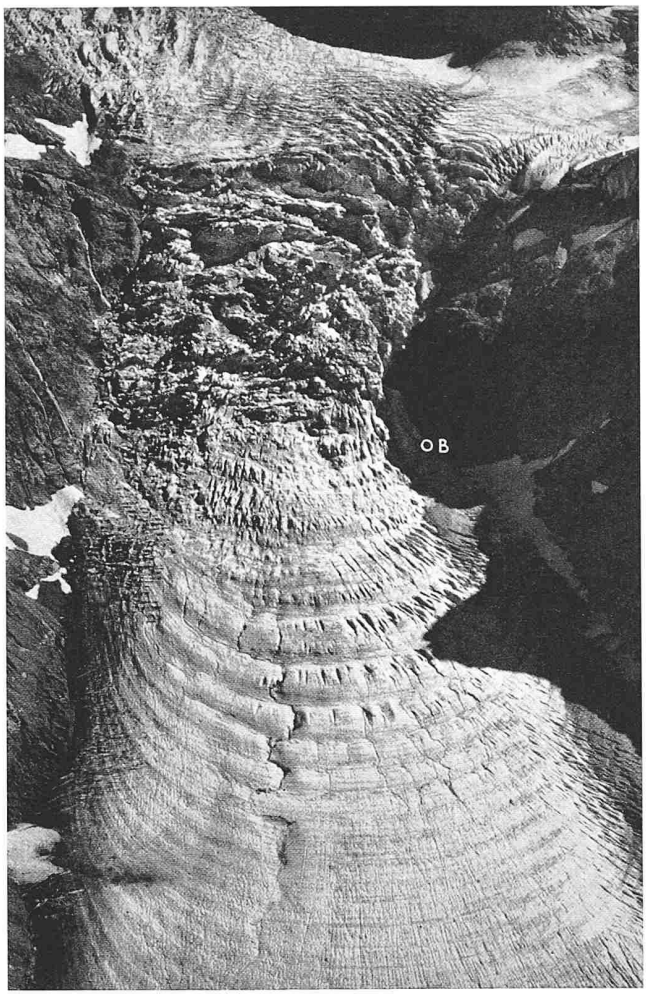


Bild 16. Triftgletscher. Bildung von Druckwellen mit Jahresperiode als besondere Form von Ogiven. Aufnahme der Eidg. Landestopographie vom 29. 9. 1947. Alle Rechte vorbehalten. — Distanz A—B rd. 2000 m (A 1915 m ü. M.). C Trifthütte des SAC (2520 m). D rd. 2000 m ü. M. Wellenlänge der Ogiven bei D, E und F rd. 85, 53 und 35 m. Mittlere Neigung der Gletscheroberfläche bei E rd. 8 %. Breite des Gletschers bei E rd. 1000 m. G Fassung des Triftwassers

Bild 17 (oben rechts). Triftgletscher. Aufnahme der Eidg. Landestopographie 1945. Alle Rechte vorbehalten. — Bildung von Druckwellen unterhalb des Gletschersturzes, Detail zu Bild 16. Man beachte die Bildung von oberflächlichen Längsspalten unterhalb der Steilstufe infolge Querdehnung, ferner die Markierung der Wellenlänge der Druckwellen durch die Bildung von Serpentinen in der Schmelzwasserrinne. Die dunkle Streifung entsteht vorwiegend durch ungleiche Verschmutzung beim Abschmelzen der Winterschneedecke. B wie in Bild 16

Bild 20 (rechts). Steingletschersee nach dem Ausbruch vom 29./30. Juli 1956. Aufnahme KWO vom 31. Aug. 1956. Man beachte die starke Schuttbedeckung der orographisch rechten Gletscherhälfte, welche die Erhaltung von Toteis ermöglicht. Am Seeausfluss erkennt man eine durch die Seeabsenkung entblösste Toteislinse (A)

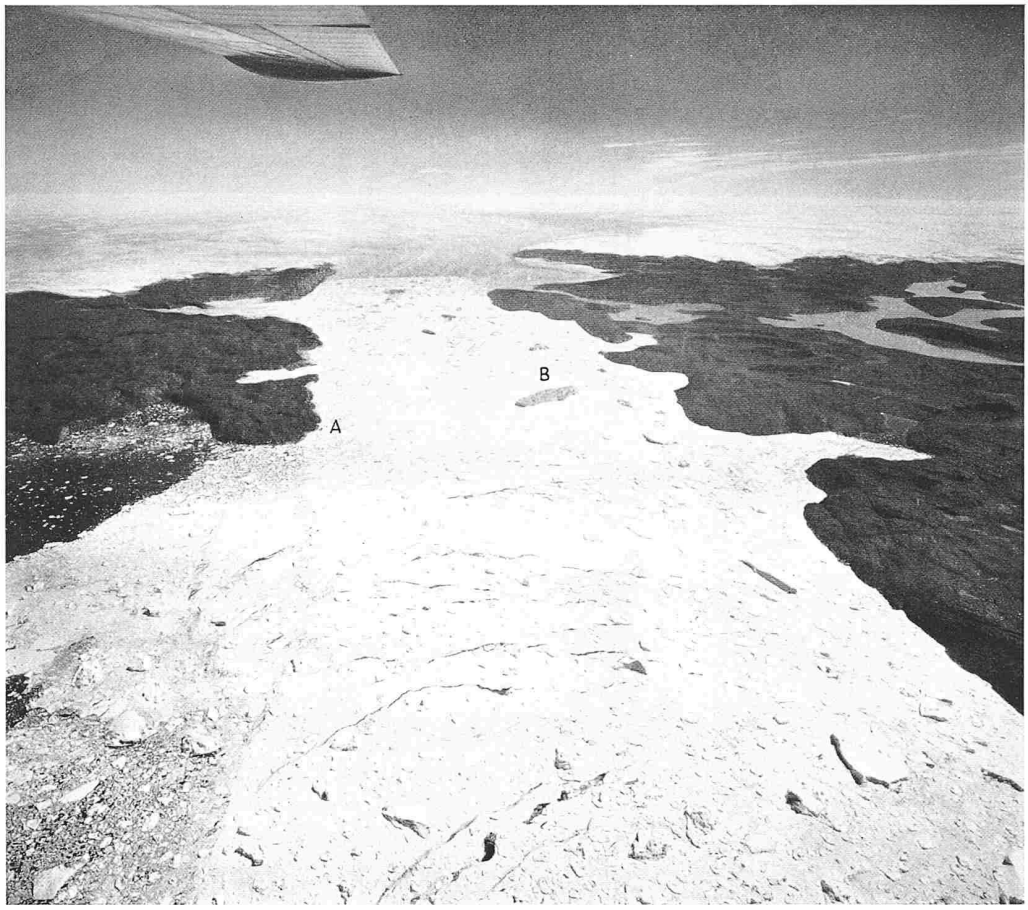


Bild 18. Westgrönland, Jakobshavn. Isfjord. Geodätisches Institut Dänemark. Alle Rechte vorbehalten. — Blick gegen das Inlandeis. Totale Länge des eisbedeckten Fjords rd. 35 km. Fjordbreite bei A rd. 7 km. Die starke Eisbedeckung des Fjordes (Verstopfung) ist, abgesehen von der enormen Aktivität des kalbenden Gletschers (am Rinkgletscher wurden Fliessgeschwindigkeiten bis 27 m/Tag gemessen) durch die seeseitige Grundschwelle bedingt, welche die Eisberge erst ins offene Meer entlässt, wenn ihr Tiefgang infolge Ablation geringer geworden ist. Die Länge des bei B sichtbaren Eisberges beträgt rd. 1,5 km, seine grösste Höhe (incl. Tiefgang) schätzungsweise 600 bis 800 m. Man erkennt, dass der Eisstrom weit aus dem Inneren des Inlandeises herausfliesst

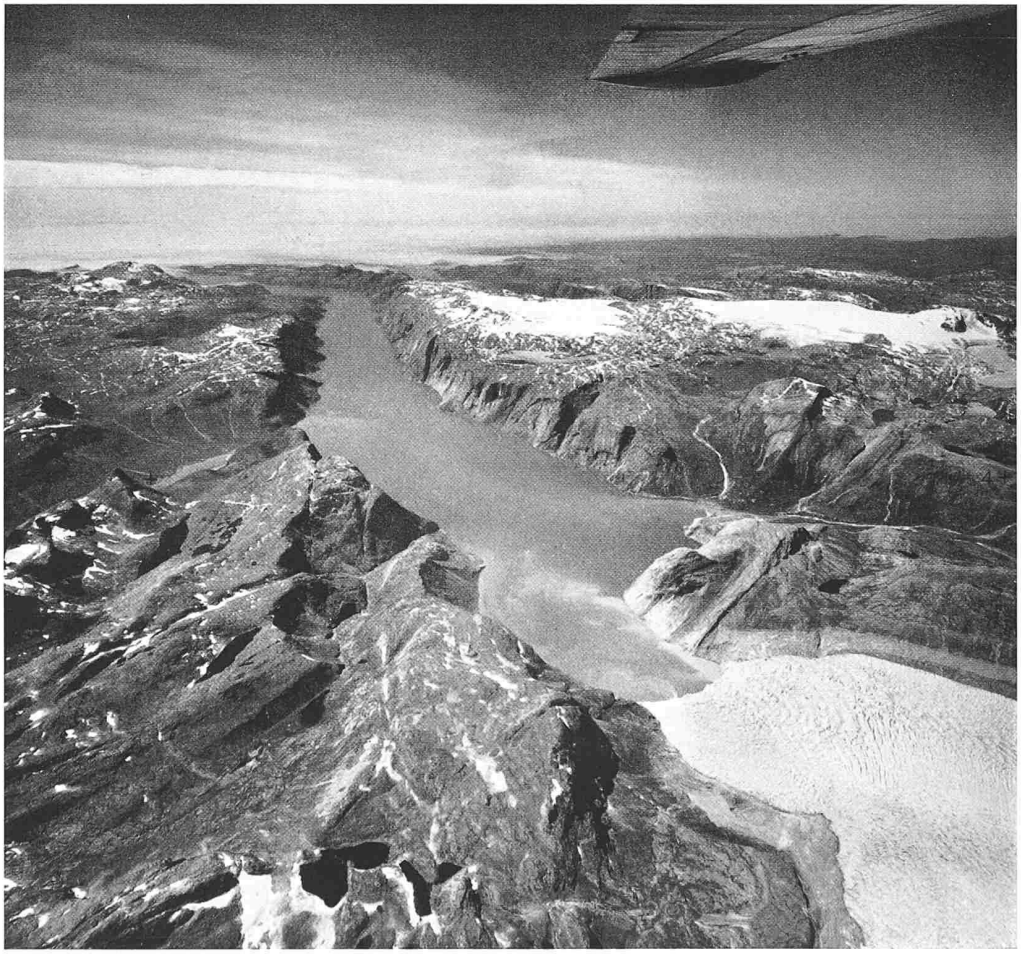


Bild 19. Grönland. Blick vom Innern eines eisfreien Fjordes gegen das Meer, über dem sich eine Nebeldecke ausbreitet. Geodätisches Institut Dänemark, Aufnahme 17. Juli 1948. Alle Rechte vorbehalten. — Man beachte die steilen Flanken des Gletschertroges, ferner den hellen unverwitterten Geländestreifen über dem ausfliessenden Gletscher am rechten Bildrand, der ähnlich wie bei den alpinen Gletschern (Stand etwa 1850) einen früheren höheren Eisstand markiert

[34] *A. Bauer:* The balance of the Greenland Ice-Sheet. «Journal of Glaciology», Vol. 2, No. 17, p. 456—462, 1955.

[35] *A. Bauer:* Ueber die in der heutigen Vergletscherung der Erde als Eis gebundene Wassermenge (Expeditions Polaires Françaises. Missions P. E. Victor.) «Eiszeitalter und Gegenwart», Bd. 6, S. 60—70, 1955.

[36] *P. J. Wyllie:* Ice recession in Dronning Louise Land, north-east Greenland. «Journal of Glaciology» Vol. 2, No. 20, p. 704—708, 1956.

Adresse des Verfassers: Prof. Dr. *R. Haefeli,* Susenbergstrasse 193, Zürich 44.

Wasserkraftanlagen in den Ost- und Westalpen und im Massif Central

DK 621.29

Von Ing. S. I. A. **Walter Gut,** Elektro-Watt AG., Zürich

Fortsetzung von S. 657

d) Kraftwerke Plateau Central — Rhone

Im Sommer 1947 sind Projekte bekannt geworden, die vielversprechende Wege für den Ausbau der Wasserkräfte am Oberlauf der Loire und des Allier zeigten. Die Verhältnisse liegen dort so, dass zum Teil nur 20 km westlich der Rhone (Koten 150 bis 0 m. ü. M.) ein etwa 140 km breites, gebirgiges Hochplateau liegt, das von 1500 bis 1200 m ü. M. sich langsam nach Norden senkt. Von dieser Hochebene fliessen die mächtige Loire und ihr Zufluss Allier nach Norden ab, während die Rhone in entgegengesetzter Richtung nach Süden strömt. Im Westen stehen als Abschluss des Hochlandes die höchsten Erhebungen des Massif Central, der Puy de Sancy (1886 m ü. M.), der Puy Marie (1787 m. ü. M.) und der Plomb du Cantal (1868 m. ü. M.), von denen die Niederschläge in die Dordogne und die Truyère, also in den Atlantischen Ozean fliessen.

Von Süden her greifen Lot und Tarn, die beiden grossen Zuflüsse der Garonne, um das Massif Central herum in das Gebiet des Mont Aigoual (1567 m ü. M.), des Mont Lozère (1702 m ü. M.), der Stadt Langogne und des Mont Mézenc (1754 m ü. M.) hinüber. In dieser Gegend, einer der abgelegensten Frankreichs, stossen die Einzugsgebiete aller dieser Gewässer (mit Ausnahme der Dordogne) an die des Hérault, des Gardon, des Chassezac und der Ardèche, die nach kaum mehr als 100 km Lauf ins Mittelmeer oder in die Rhone münden.

Der Aufstieg aus dem Tal der Ardèche bis zur Wasserscheide erfolgt in einer mediterranen Landschaft mit Kastanien- und Maulbeerbäumen, über mit niedrigem Gebüsch bestandene Bergabhänge. Auf der Regenkarte zieht sich ein grosses, halbmondförmiges Gebiet vom Gardon bis gegen die spanische Grenze, rd. 70 km breit, mit mittleren Niederschlägen pro Jahr von etwa 500 mm längs der Küste und 1000 bis über 2000 mm in den Bergen. Diese stürzen in sintflutartigen Regengüssen und Gewittern nieder. Die gesamte jährliche Niederschlagsmenge kann innerhalb wenigen Tagen fallen. Einige Zahlen maximaler 24stündiger Regenmengen laut zwanzigjährigen Aufzeichnungen des Office National Météorologique de France mögen dies belegen: Mont Aigoual (Gard) 369 mm am 19. Mai 1917, Montpezat (Ardèche) 250 mm am 28. November 1924, Privas (Ardèche) 278 mm am 18. August 1927, Gignac (Hérault) 255 mm und Valgorge (Ardèche) 278 mm am 26. Juni 1929, Villefort (Lozère) 254 mm am 6. November 1931. Die Ardèche z. B. kann in der Messstation Sauze bei St-Martin (Einzugsgebiet 2140 km² zwischen Koten 50 und 1400 gelegen) einen Minimalabfluss von 2 m³/s aufweisen, während das höchste registrierte Hochwasser 7500 m³/s, d. h. 3,5 m³/s km² ist. Für ein Einzugsgebiet von dieser Grösse sind das unvorstellbare Zahlen.

Jenseits der Wasserscheide trägt das einsame Hochland der Loire alpinen Charakter und ist von einer herben Schönheit. Die Niederschläge sind regelmässiger und ergiebig, zum Teil von über 2,0 m Höhe im Jahr, woraus sich die grosse Abflusshöhe von 1,26 m erklärt. Die Winter auf diesem Hochland sind schneereich und kalt; «sibirisch» nennt man sie. Eine Winterverbindung durch Tunnel ist aus diesem Grunde an einer Stelle unter der Wasserscheide hindurch gebaut worden.

Granite und Gneise bilden durchwegs das Substratum der obern Loire, der Cevennen und des obern Allier bis hinüber in den Rouergue (eine Gegend, über die bei der Besprechung des Kraftwerkes Pouget näher die Rede sein wird). Darauf haben mächtige vulkanische Eruptionen Höhenzüge aufgeworfen, die annähernd Nord-Süd verlaufen. Der erste zieht sich über etwa 80 km Länge vom Mégal (1435 m ü. M.) östlich der Stadt Le Puy über den Mont Mézenc (1754 m ü. M.), den Gerbier de Jonc (1551 m ü. M.) zu den Monts des Coirons über Rochemaure an der Rhone. Weiter westlich trennt der langgestreckte Basaltrücken der Monts du Velay das Tal der Loire von dem des Allier (mit seinen Basaltriffen zwischen Le Puy und Retournac), während die Montagnes de la Margeride den Allier von der Truyère trennen.

Der ganze Steilabfall gegen Südosten, bis dort, wo die Urgesteine unter die Kalke der Ebene zwischen Aubenas und Les Vans untertauchen, war auch Eruptionsgebiet. Lavaströme ergossen sich über die Hänge und bildeten mächtige Decken. Eine solche zwischen Vals und Montpezat ist 500 m dick; prächtige schwarze Basaltsäulen säumen wie Orgelpfeifen streckenweise Strasse und Fluss und man zeigt «pavés de géants», die Oberflächen solcher in prismatischen Säulen erstarrter Basaltdecken.

Bild 53. Uebersichtskarte des Massif Central mit Eintragung der beschriebenen Kraftwerke

Tabelle 29. Kraftwerk Montpezat «A», Hauptdaten

	Einzugsgebiete	Nutzbare Speicherinhalte
Veyradère	28 km²	—
Lac d'Issarlès	4 km²	34,0 Mio m³
Staubecken Gage	41 km²	3,3 Mio m³
Staubecken La Palisse	131 km²	7,8 Mio m³
Total	204 km²	45,1 Mio m³

Mittlere jährliche Abflussmenge (8,0 m³/s oder 1,26 m Abflusshöhe)	252 Mio m³
Bruttogefälle	634 bis 589 m
Installierte Leistung 2 × 58 000	116 000 kW
Mittlere jährliche Energieerzeugung	300 Mio kWh